







Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

71. Band.

1919.

(Mit 5 Tafeln.)

Berlin 1920.

Verlag von Ferdinand Enke
Stuttgart.

Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet *A*: Abhandlung, *B* Briefliche Mitteilung und *V*: Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

---

[1]) Im Januar, März und Juli konnten wegen der Unruhen und wegen Verkehrsstreiks keine Sitzungen abgehalten werden.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyren.

Von Herrn Karl Willmann in Freiburg i. B.

(Hierzu Tafel I und 1 Textfigur.)

Einleitung.

Rosenbusch begründete seine Abteilung der Ganggesteine in erster Linie auf der Eigenart ihrer Struktur, vor allem der sogenannten panidiomorphen Ausbildung, wie er sie z. B. als bezeichnend für Aplite resp. für Minetten und Kersantite anführt. Es ist schon lange bekannt und besonders von Weinschenk immer wieder betont worden, daß diese Strukturform zwar zahlreichen Ganggesteinen, oder wie Weinschenk sie bezeichnet, Spaltungsgesteinen eigen ist, daß aber einerseits die geologische gleichwertige Gruppe solcher Gesteine weder insgesamt noch auch nur zum größeren Teil diese Strukturform aufweist und daß andererseits zahlreiche nicht gangförmig auftretende Gesteine die gleiche Ausbildung besitzen. Wenn wir die Verhältnisse näher betrachten, welche für die Aufstellung der Gruppe der Ganggesteine maßgebend sind, so kann zunächst kein Zweifel obwalten, daß diese in geologischem Sinn meist ziemlich untergeordneten Massen keine selbständigen Bildungen sind, sondern stets das Ganggefolge größerer Intrusivmassen darstellen. Wenn wir auch in den Tiefengesteinen selbst mannigfache Änderungen der Mineralführung beobachten, so sind diese doch immerhin untergeordnet gegenüber den weitgehenden Unterschieden, wie sie z. B. zwischen einem Granit und einer Minette oder einem Kersantit bestehen. Dazu kommt

noch, daß die Variationen im Tiefengestein selbst gewöhnlich durch ganz allmähliche Übergänge miteinander an Ort und Stelle verbunden sind. In den Ganggesteinen dagegen stehen sich die entgegengesetzten Typen oft scharf abgegrenzt gegenüber und es ist daher zweckmäßig, den Namen der Spaltungsgesteine für diese Gruppe von äußersten Spaltungsprodukten zu reservieren. Wenn man im Sinn von Brögger die abyssische und lakkolithische Spaltung auseinanderhält, so fallen die Ganggesteine Rosenbuschs oder die Spaltungsgesteine Weinschenks unter die erste Gruppe.

Man wird also definieren dürfen: Die „Ganggesteine" sind Ergebnisse der abyssischen Spaltung eines Magmas, daher unter sich und mit der zugehörigen Intrusivmasse stammverwandt, selbst bei weitgehenden Verschiedenheiten der mineralogischen Zusammensetzung und der äußeren Beschaffenheit. Sie treten zum Teil in inniger Verbindung mit dem zugehörigen Intrusivgestein auf, teils finden sie sich in weiter Entfernung von diesem, so daß häufig ihr direkter Zusammenhang nicht mehr nachgewiesen werden kann; das letztere gilt namentlich für gewisse Gruppen der Lamprophyre, welche scheinbar wurzellos normale Sedimente durchsetzen. Die „Ganggesteine" haben sich von dem Stammagma in der Tiefe abgespalten und drangen später im Gefolge der eigentlichen Intrusion aus dem Magmabassin in die Höhe. Sie lagerten sich am leichtesten an den schwachen Stellen ab, an denen der Zusammenhang der älteren Gesteine in irgend einer Weise gelöst war. Weitaus in der Hauptsache finden sie sich daher als Ausfüllung von Klüften und die Gangform ist die verbreitetste geologische Erscheinung der abyssischen Spaltungsprodukte, aber keineswegs deren einzige. Wo die Gesteine schiefrig waren, wie z. B. die Randzonen der zentralalpinen Granite oder aufgeblätterte Sedimente, da findet man sie ebenso häufig als konkordante schichtenartige Einlagerungen und schließlich führt die unregelmäßige Beschaffenheit der Zerrüttungssysteme selbst zu ausgedehnten stockartigen Massen, die petrographisch vollständig gleichwertig mit den gangförmig auftretenden Bildungen sind.

Man hat sich wie schon eingangs erwähnt ferner daran gewöhnt nur bestimmt struierte Gesteine, d. h. jene mit panidiomorpher Struktur bei den eigentlichen Ganggesteinen einzureihen, wenn man auch diese Regel nicht gleichmäßig anwandte. So sind z. B. die grobkörnigen

Pegmatite von den übrigen systematisch eingereihten Ganggesteinen in jeder Beziehung verschieden. Zumal in der Gruppe der Lamprophyre wurden fast ausschließlich dichte oder mindestens sehr feinkörnige Gesteine als Ergebnisse der abyssischen Spaltung anerkannt, während man in einigermaßen gröberkörnigeren Bildungen eher Schlieren oder auch Einschlüsse älterer körniger Gesteine sehen zu dürfen glaubte.

Es soll nun in folgendem gezeigt werden, daß auch die basischen Spaltungsprodukte der Lamprophyrreihe einer solchen mittel- bis grobkörnigen Entwicklung fähig sind, und daß charakteristische Unterschiede diese von den eigentlichen Schlieren der lakkolithischen Spaltungsprozesse trennen. Die aus der Tiefe empordringenden Nachschübe einer mächtigen Intrusionsmasse sind in Beziehung auf diese epigenetische Bildungen, während man die lakkolithischen, also erst an Ort und Stelle der Verfestigung eingetretenen Differentiationen am besten als syngenetische Spaltungsprodukte bezeichnen kann. Die Nachschübe der großen Intrusionen stehen in der Mitte zwischen dem Prozeß der Verfestigung des Tiefengesteins und jenem der Kristallisation eines oberflächlichen Ergusses. Man wird annehmen dürfen, daß von einem Extrem bis zum andern jede Ausbildungsform dieser intermediären Gruppe möglich ist. Jene Nachschübe, die sich in das eben in Verfestigung begriffene Tiefengestein selbst oder in seine von Mineralbildnern durchtränkte Nachbarschaft eingeschoben haben, werden in ihrer ganzen Ausbildung dem langsamen gleichmäßigen Prozeß der Verfestigung entsprechend durchaus den körnigen Charakter der Tiefengesteine an sich tragen.

Wo aber die Abzweigungen sich weit hinaus in die Umgebung erstrecken, wo sie nicht allzu weit von der Oberfläche der Erde, ja schließlich an dieser selbst zur Verfestigung kamen, da wird ihre Struktur und Beschaffenheit den verschiedenen Formen der Ergußgesteine bis in die äußerste glasige und schlackige Ausbildung entsprechen. Es mag darauf hingewiesen werden, daß normale riesenkörnige Pegmatite in ihrer chemischen Beschaffenheit völlig identisch sind mit rein glasigem Pechstein. Alle diese verschiedenartigen Gebilde gehören zu der einen großen Gruppe der Ganggesteine im geologischen Sinne und es ist unmöglich, dieselben in einzelne Teile zu zerlegen, die z. B. bei Rosenbusch in verschiedenen Abschnitten behandelt werden.

Bisher hat man fast nur bei den sauren Spaltungsprodukten die mittel- bis grobkörnigen Formen als eigentliche Ganggesteine anerkannt. Daß ganz ähnliche Erscheinungen auch bei den Lamprophyren in weiter Verbreitung vorhanden sind, ist eine Tatsache, die bisher nur wenig gewürdigt wurde und welche im folgenden ausführlicher begründet werden soll.

1. Auftreten und äußere Beschaffenheit.

Der granitische Zentralstock des Fichtelgebirges ist ausgezeichnet durch die Frische und Verbandfestigkeit des gleichmäßig körnigen Granits, dessen Brauchbarkeit zu den verschiedensten Zwecken die große Granitindustrie des Fichtelgebirges hervorgebracht hat. Gegen die südlichen Randzonen zu verliert sich mit dem Eintreten porphyrartiger Strukturen die Frische des Hauptgesteins mehr und mehr und der Granit ist dort in bedeutende Tiefen versandet und vergrust, so daß anstelle der Granitbrüche oft ausgedehnte Sandgruben getreten sind. Nur ausnahmsweise ist der Porphyrgranit selbst, der von GÜMBEL[1]) als Kristallgranit bezeichnet wurde, als Haustein verwendbar, weitaus die meisten Steinbrüche aber, welche auch in diesen Teilen des Gebirges, sowie in der südlich sich anschließenden Oberpfalz vorhanden sind, verarbeiten andere Gesteinsmaterialien. Unter diesen erregen dunkle, blauschwarze, meist mittelkörnige Gesteine, die sogenannten „blauen Granite" besonderes Interesse und sie finden in größerer Ausdehnung Verwendung als vorzügliche Pflastersteine.

In diesen Gebieten sieht man häufig an der Oberfläche flache Hügel, die aus den ganz versandeten und meist auch vermoorten Granitgebiet aufragen und beobachtet dann häufig Haufen kleinerer und größerer Wollsäcke von dunkler Farbe, welche aus den dunkeln Gesteinen bestehen, die infolge ihrer großen Frische der Verwitterung Widerstand geleistet haben, während der daneben befindliche Kristallgranit bis tief hinunter völlig vergrust ist. Sie sind außerordentlich zähe und nur schwer gelingt es, von den gerundeten, etwas kugelschalig abwitternden Blöcken einigermaßen frische Stücke loszulösen. Von der kugeligen Verwitterung in den oberen Teilen kommt man nach der Tiefe zu

---

[1]) GÜMBEL: Das Fichtelgebirge. — Das ostbayerische Grenzgebirge.

in frischen Kernstein. Die Wollsäcke selbst zeigen öfters eine eigentümliche Erscheinung an ihrer Oberfläche, in dem lichtere, gang- und schlierenartige Partien, die offenbar verwitterungsbeständiger sind, etwas erhaben wie Wülste über die gerundete Oberfläche hervorragen.

Es finden sich alle Übergänge von ganz dichten, oft etwas porphyrischen Formen durch die am häufigsten auftretenden mittelkörnigen Gesteine, bis zu ganz grobkörnigen pegmatitartigen Typen, die von großen, oft mehrere Zentimeter messenden Biotittafeln durchgesetzt sind. Die Farbe und der Charakter der dichten Gesteine ist ziemlich trappähnlich, bei größerem Korn treten die hellen Gemengteile deutlicher hervor, manchmal so sehr, daß die Gesteine ein syenitartiges Aussehen annehmen. Diese Erscheinung sowie das fast überall reichliche Auftreten von makroskopisch sichtbarem Biotit hat GÜMBEL veranlaßt*, die ganze Gruppe unter dem Namen der Syenitgranite zusammenzufassen. An anderen Orten wurden hierher gehörige Gesteine häufig als Glimmersyenit bzw. Glimmerdiorit besonders hervorgehoben.

Das wichtigste Merkmal dieser Gesteine ist ihre Ungleichmäßigkeit, wenn auch im allgemeinen in demselben Vorkommnis eine gleichartige Korngröße vorhanden zu sein pflegt. Qualitativ ist die Zusammensetzung aller in Betracht kommenden Gesteine ziemlich eintönig und man erkennt bei einigermaßen deutlichem Korn Biotit, Hornblende, Feldspat und meist wenig Quarz. Sehr wechselnd dagegen ist das quantitative Verhältnis der dunkeln und der lichten Gemengteile. Die Folge ist ein weitgehender Wechsel der Farbe innerhalb eines Vorkommnisses, ja sogar innerhalb eines und desselben Handstückes.

Die Gesteine sind also durch und durch ungleichmäßig und im großen wie im kleinen schlierig aufgebaut. Dazu kommen die überall in diesen Bildungen in großer Zahl auftretenden, bald scharf absetzenden, bald verschweisten lichteren Gänge von aplit- und pegmatitartiger Beschaffenheit. Dies tritt besonders augenfällig in die Erscheinung, wenn man an einem Regentag die mit solchem Material gepflasterten Straßen genauer beobachtet. Es ist das geradezu das beste Kennzeichen der hier als Redwitzit zusammengefaßten Gesteine.

Viele dieser Vorkommnisse erinnern im äußeren Habitus besonders an die Monzonite, wozu auch die größeren Glimmertafeln, die hier überall vorhanden sind, in hohem

Maße beitragen. Und wie die Monzonite äußerst wechselnd in ihrer Zusammensetzung sind, von ziemlich feldspatreichen bis zu ganz feldspatfreien Gliedern, so findet man eine entsprechende Reihe auch bei den Redwitziten, die von syenitischer Ausbildung bis zu eigentlichen Peridotiten wechseln. Während aber die Ungleichmäßigkeit der mineralischen Zusammensetzung hier bis ins kleinste geht, so daß es oft nicht gelingt, auch nur ein völlig einheitliches Handstück von Redwitzit zu sammeln, hat die analoge Beschaffenheit der Monzonite vielmehr den Charakter einer im großen Maßstab und in ziemlicher Regelmäßigkeit eingetretenen lakkolithischen Spaltung. Vollends deutlich wird diese Verschiedenheit, wenn man die Beziehungen von Redwitzit bzw. Monzonit zu den sie durchsetzenden Apliten und Pegmatiten betrachtet.

Im Monzonit des Monzonitstockes und bei Predazzo trifft man wohl auch vereinzelte Aplitgänge, welche Ausläufer des benachbarten jüngeren Granites sind. Diese zeigen aber ihren Charakter als stammesfremde Bildungen schon in ihrer ganzen Ausbildung, vor allem in der scharfen Abgrenzung gegen den meist kontaktmetamorph veränderten Monzonit. Ganz anders und vor allem viel inniger ist das Verhältnis bei den Redwitziten. Hier trifft man bei den feldspatführenden wie bei den feldspatfreien Gliedern allüberall eine geradezu auffallende Massenhaftigkeit von Apliten und Pegmatiten, die ebensowohl die grobkörnigen wie die feinkörnigen und dichten Gesteine durchadern und deren Auftreten geradezu charakteristisch für die ganze Gruppe ist. Diese Adern und Gänge von wechselnder Mächtigkeit setzen zum Teil als scharfe lichte Bänder von dem dunklen Gestein ab, ohne daß an ihrem Salband irgendeine Änderung im Nebengestein erkennbar wäre. Von solchen scharf absetzenden Adern aber bis zu kaum mehr von ihrer Umgebung zu trennenden eigentlichen Schlieren von Aplit und Pegmatit gibt es bei den Redwitziten alle Arten von Übergängen, welche die nahe Verwandtschaft dieser Bildungen miteinander aufs deutlichste erkennen lassen.

Wenn man die ganze Reihe solcher Gebilde in irgendeinem Vorkommnis von Redwitzit beobachtet, so kann man ihre Mannigfaltigkeit nur durch die Annahme erklären, daß zwischen dem offenbar getrennten Empordringen der beiden sich ergänzenden Teile des granitischen Magmas nur wenig Zeit lag und daß zweifellos in all diesen Fällen jüngere

sauere Aplite und Pegmatite schon in den letzten Stadien der Verfestigung des redwitzitischen Magmas empordrangen. Nur so ist es zu erklären, daß sie sich stellenweise geradezu schlierenartig mit diesem mischten. An anderen Stellen kam aber der Nachschub in das schon verfestigte dunklere Gestein und bildete dort die scharf absetzenden Adern.

Auch in ihren Beziehungen zum Granit, speziell zu dem sogenannten Kristallgranit in der Oberpfalz treten bezeichnende Erscheinungen hervor, welche für die genetische Deutung der Redwitzite von Wichtigkeit sind und unter allen Umständen einen großen Gegensatz zu dem Verhältnis von Monzonit und Granit in Südtirol darstellen. Die Monzonite der Umgegend von Predazzo stehen dem dortigen Granit als ältere und keineswegs stammverwandte Bildungen völlig fremd gegenüber.

Vergleicht man nun zunächst die hier als Redwitzit zusammengefaßten Gesteine mit den so häufig vorkommenden, dunkleren, syenitischen und dioritischen Randzonen der Granitmassive, so ergeben sich folgende Unterschiede.

Während es für die basischen Randzonen der Granite geradezu charakteristisch ist, daß aus dem Nebengestein aufgenommene Gemengteile von Kordierit, Andalusit, Granat u. a. in weitester Verbreitung vorhanden sind und öfter auch in größeren Flecken und Putzen hervortreten, so fehlen diese Mineralien allen von mir untersuchten Gesteinen der Redwitzitreihe vollkommen. Beim Vergleich der beiden Arten von Gesteinen tritt dies makroskopisch sehr deutlich hervor.

Andernteils ist eine der bezeichnendsten Erscheinungsformen der Redwitzite in ihren lichten wie in den dunkelsten Abarten durch das deutliche Hervortreten größerer, sich sehr selbständig abhebender Biotitblättchen gegeben, welche ihre Ähnlichkeit mit den Monzoniten bedingt. Diese Erscheinung tritt in eigentlichen Randzonen der granitischen Massen, die durch Resorption des Nebengesteins entstanden sind, niemals auf; in diesen ist auch bei hohem Biotitgehalt dieses Mineral stets innig mit den übrigen dunklen Bestandteilen gemischt.

Die basischen Randzonen der Granite neigen endlich gewöhnlich zu porphyrischer Ausbildung, indem größere oder kleinere Einsprenglinge von Orthoklas sich von der dunkeln Hauptmasse abheben; ähnliche Erscheinungen beobachtet man wohl auch ganz lokal an den Redwitziten.

Sie sind aber hier auf meist sehr untergeordnete Schlieren von gewöhnlich lichter Farbe beschränkt, die vor allem an solchen Vorkommnissen auftreten, die im Kristallgranit selbst zur Ausbildung kamen. Dann sind es vor allem schmale Randzonen, die sich zwischen den dunklen, nicht porphyrischen Redwitzit und den lichten, meist durch und durch vergrusten Kristallgranit einschieben: Beide Gesteine erscheinen dort miteinander verschweißt, und diese Zwischenbildungen sind nur dadurch zu erklären, daß sich das Eindringen des lamprophyrischen Magmas noch vor der völligen Verfestigung des granitischen vollzog. Die Mischung der beiden Gesteine ist in diesen porphyrartigen Redwitziten eine durchaus innige und der Übergang von Lamprophyr zum Kristallgranit erfolgt auf einige Dezimeter Entfernung so allmählich, daß eine andere Deutung dieser Bildungen ganz ausgeschlossen ist. Die Feldspateinsprenglinge haben völlig Form und Größe jener im benachbarten Kristallgranit, nur sind sie, wo sie in der dunklen Grundmasse liegen, meist etwas mehr gerundet, wie man das an Feldspatkristallen im Lamprophyr gewöhnt ist. (Vgl. Tafel I, Fig. 1.)

Besonders bemerkenswert aber ist die adularartige Frische dieser Einsprenglinge gegenüber der trüben, zersetzten Beschaffenheit des Orthoklases im Kristallgranit und es ist ferner in solchen Übergangszonen zu beobachten, daß die frische Beschaffenheit, welche die Redwitzite überall auszeichnet, um so mehr verloren geht, je mehr der granitische Anteil in diesen Zwischenprodukten zunimmt. Die Grundmasse des Gesteins wird dann lichter und der Quarzgehalt tritt deutlicher hervor, damit aber verliert sich rasch die kompakte Beschaffenheit, rostige Aderung stellt sich ein und ganz allmählich geht so das Gestein in den sandigen und rostigen Granitgrus über.

Für den lamprophyrischen Charakter der Redwitzite spricht auch das allerdings ziemlich seltene Vorkommen von kleineren gerundeten Augen oder größeren Putzen von Quarz, die von einem Kranz dunkler Mineralien umgeben sind.

Die Korngröße wechselt mit der Entfernung des betreffenden Vorkommens von Granit; wo diese Gesteine im Granit selbst oder in dessen nächster, injizierter Umgebung auftreten, trifft man die grobkörnigsten Strukturen. In weiterer Entfernung wird das Korn feiner und die dichten Ausbildungsformen sind die am weitesten vorgeschobenen Abzweigungen.

2. Einzelschilderung der verschiedenen Vorkommnisse.

Die von WEINSCHENK als Redwitzite bezeichnete Lamprophyrgruppe hat am Südabhang des Fichtelgebirges ihre Verbreitung auf einer etwa 40 km breiten Zone, die sich von Marktredwitz in Oberfranken bis gegen Weiden in der Oberpfalz erstreckt. Es handelt sich dabei um eine sehr große Anzahl einzelner bald deutlich gangförmiger, bald mehr stock- oder lagerartiger Massen, welche in den als Kristallgranit ausgebildeten Randzonen der Granite des Fichtelgebirges und des nördlichen Oberpfälzer Waldes auftreten, aber ebenso auch in den injizierten Schiefern der sogenannten herzynischen Gneisformation vorhanden sind. Die Vorkommnisse innerhalb des Granites sind die am besten ausgebildeten, hier trifft man die grobkörnigsten und am meisten schlierigen Formen, während bei den Einlagerungen im Gneis die Korngröße mit der Entfernung vom Granit rasch abnimmt und gleichzeitig ihr Habitus viel einförmiger wird.

Typische Beispiele der ersteren Art in den Randzonen des Fichtelgebirgsgranits finden sich in größerer Anzahl und besonders mannigfaltiger Entwicklung in der Gegend von Marktredwitz. Danach ist der Name der ganzen Gruppe gewählt worden.

Ebenso reich sind aber auch die Stöcke von Kristallgranit im Oberpfälzer Wald; an dessen Ränden kann man zahlreiche und sehr schön entwickelte Vorkommnisse im Norden und Osten von Tirschenreuth bis nach Plößberg beobachten, während auf der Westseite dieses Stockes namentlich im Waldnaabtal bei Windisch-Eschenbach bis gegen Reuth bei Erbendorf größere Aufschlüsse in diesen Gesteinen vorhanden sind. Zwischen beiden Graniten liegt eine Gneiszunge, in der z. B. bei Mitterteich ein ziemlich feinkörniger Redwitzit abgebaut wird, und im Süden von Plößberg dringt wieder eine Gneiszunge herein, in welcher namentlich in der Umgebung von Floß fast dichte Abarten in großen Brüchen abgebaut werden. Zum Zweck der Untersuchungen wurden vor allem solche Redwitzite in Betracht gezogen, welche in größerem Maße künstlich aufgeschlossen sind. Die vorzügliche Beschaffenheit des Materials als Pflasterstein hat ja eine ausgedehnte Industrie in diesen Bildungen entstehen lassen, welche oft einen ganz vorzüglichen Überblick über die allgemeinen Verhältnisse gestattet. Wo künstliche Aufschlüsse fehlen, ist man dagegen meist auf die runden Woll-

säcke des Verwitterungsrückstandes beschränkt, die außen meist stark verrostet und überhaupt wenig frisch sind und infolge der Zähigkeit, welche diesen Gesteinen eigen ist, ein Eindringen bis zu frischeren Partien nicht gestatten.

Häufig beobachtet man auf den Anhöhen und an deren Abhang einzelne größere Wollsäcke, welche bei genauerer Betrachtung fast stets aus dunklen, schlierigen Redwitziten von ausgesprochen monzonitischen Aussehen bestehen; sie werden an einzelnen Stellen auch zu Pflaster- und Hausteinen verarbeitet. Namentlich im Nordosten von Marktredwitz in dem stark hügeligen, zum großen Teil auch bewaldeten Gebiet sind aber auch zahlreiche tiefer gehende Aufschlüsse vorhanden, in welchen dieselben dunkeln Gesteine ausgebeutet werden, die schon nahe der Oberfläche ein verbandfestes Gestein liefern im Gegensatz zu dem hier bis in große Tiefe völlig vergrusten Kristallgranit. Von diesem letzten trifft man höchstens ganz untergeordnete Anbrüche, so bei Corbersdorf westlich von Seussen, die auch kaum haltbares Gestein liefern und außerdem sieht man überall in den Wiesen und Wäldern massenhaft die ausgewitterten Einsprenglinge von Orthoklas. Besonders zahlreich sind die Anbrüche im Redwitzit direkt östlich von Marktredwitz auf einem flachen Höhenzug zwischen den Tälern der Röslau und der Kösseine, der sich bis gegen Seussen hinzieht. Bemerkenswert tritt hier wie überall im Gebiet von Redwitziten die Erscheinung hervor, daß sich diese Aufschlüsse, ebenso wie übrigens auch die vorher erwähnten Wollsäcke auf Linien anordnen, die auf einen gangartigen Charakter im Auftreten dieser lamprophyrischen Gesteine schließen lassen.

Von den letzten Häusern von Marktredwitz aus führt ein schlechtes Sträßchen am Friedhof vorüber über dem Rücken empor nach dem Dorfe Haag zu. An ihm liegen eine Reihe interessanter Aufschlüsse. Oberhalb des Friedhofes rechts am Weg lieferte ein sehr kleiner verlassener Bruch ziemlich grobkörnige Gesteine, welche makroskopisch die Hauptgemengteile deutlich unterscheiden lassen. Weiter oben an dem Scheitel des Rückens links vom Weg befindet sich ein mächtiger Bruch im vollsten Betrieb. Das Gesteinsmaterial ist hier etwas dunkler und feinkörniger, vor allem aber äußerst schlierig ausgebildet. In Schlieren finden sich überall pegmatitartige Formen, die von großen dünnen Biotittafeln durchwachsen sind. Stellenweise reichern sie sich zu kleinen

Nestern an und erscheinen dann oft in völlig idiomorphen sechsseitigen Tafeln. Ferner sind die Pegmatite reich an verschiedenen Kiesen und gelegentlich ist auch Epidot eingesprengt. In mehr quarzreichen Partien sieht man häufig pechschwarze Kriställchen von Orthit kenntlich durch den rostigen Rand im einschließenden Gestein sowie durch die radialen Sprünge, die allseitig von ihnen auslaufen. Einige Schritte weiter rechts von diesem Aufschluß liegt ein Bruch mit sehr dunklem und grobkörnigem Redwitzit. Nur eine schwache lichte Maserung weist noch auf das Vorhandensein heller Gemengteile hin. Aus der dunkeln Masse schimmern größere Spaltflächen eines Pyroxens sowie große glänzende Biotitfetzen hervor. Leider ist der Bruch ersoffen und es ist so eine geologische Untersuchung über die Beziehung zu den benachbarten Gesteinen unmöglich gemacht. Die Handstücke stammen aus Blöcken, die am Rand des grubenartig angelegten Steinbruches umherlagen. Desgleichen war eine geologische Untersuchung der verschiedenen größeren Steinbrüche, welche gegen das Kösseinetal nach Wölsau hinabziehen, unmöglich, da diese gleichfalls völlig mit Wasser gefüllt waren. Einige am Rand geschlagene Gesteinsproben weisen besonders große randlich zerfressene Biotittafeln auf in einem an sich heller gefärbten grobkörnigen Redwitzit.

Einen interessanten Einblick in den schlierigen Aufbau eines redwitzitischen Gesteinskörpers bietet der kleine jetzt aufgelassene Bruch gegenüber dem Wölsauer Hammer. Die unteren Partien sind ziemlich dunkel und recht feinkörnig, während der obere Teil aus dem grobkörnigen Gestein mit den großen einige Zentimeter messenden Biotittafeln besteht. Zwischen beiden Arten schiebt sich eine helle Schliere von aplitisch-pegmatitischem Charakter ein. Bemerkenswert sind in der dunklen Masse des feinkörnigen Redwitzits zahlreiche helle Flecken. Es läßt sich schon mit der Lupe feststellen, daß es sich hier um feldspatreiche Partien handelt, in denen Titanitkörnchen liegen.

Im Kösseinetal aufwärts unterhalb der Landstraße nach Seussen bei Friedau unweit Brand liegt ein weiterer Aufschluß. Hier findet sich neben gewöhnlich dunklen mittelkörnigen Gesteinen auch häufig recht grobkörniges Material. Der schlierige Charakter tritt deutlich in den allmählichen Übergängen hervor. Überall fand auch eine starke Durchtränkung mit aplitischen Partien

statt; bald trifft man auch diese schlierenartig durch alle Übergänge mit dem Hauptgestein verbunden, bald sind es scharf durchsetzende Gänge, die bis Armesdicke erreichen. Einer von diesen weist am Salband mittelkörnige Beschaffenheit auf, die Gangmitte dagegen ist feinkörnig und überall stark mit schwarzen Turmalinnädelchen durchsetzt.

Nordöstlich von Marktredwitz auf dem rechten Röslauufer ist in der nächsten Nähe des Dorfes Lorenzreuth überall Redwitzit durch Hohlwege aufgeschlossen oder die dunkeln Wollsäcke auf den Anhöhen weisen auf sein Vorhandensein hin. Weiter östlich erhebt sich ein flacher mit Kiefern bewaldeter Hügel, der Fußbühl. Hier wird in einem kleinen Bruche Redwitzit zu Hausteinen abgebaut. Das Gestein ist im allgemeinen mittelkörnig mit großbankiger Absonderung. Ein vergruster Pegmatitgang durchsetzt es.

Von Lorenzreuth führt eine Waldstraße nach Korbersdorf hinauf. Am Ausgang eines kleinen nordsüdlich streichenden Tälchens kurz unterhalb des Dorfes liegt ein kleiner Anbruch im großporphyrischen Kristallgranit, von dem oben schon die Rede war. Das Gestein ist ziemlich zermürbt und die schönen nach (010) tafligen Orthoklaseinsprenglinge sind mit einem Rostüberzug bedeckt. In einigen der umherliegenden Blöcke fanden sich einzelne ziemlich feinkörnige dunkle Schlieren mit porphyrartiger Ausbildung. Diese zeigen zunächst dem Granit, einzelne große Orthoklaseinsprenglinge; häufiger aber ist Plagioklas in kleinen Individuen neben ziemlich viel Biotit und runden Quarzkörnern. Feldspate und Quarz weisen meist Korrosionserscheinungen auf. Die gleiche Ausbildung findet sich an einer kleinen, mit Kiefern bewachsenen Anhöhe gegenüber den Steinbrüchen beim Bahnhof Seussen.

In diesen wird ein ziemlich dunkler, körniger Redwitzit gebrochen, der bald mehr Hornblende, bald mehr Biotit führt. Den westlichen Bruch durchzieht eine Schliere von porphyrartigem Redwitzit mit zahlreichen großen Einsprenglingen von Orthoklas, offenbar ein durch Mischung des lamprophyrischen Magmas mit dem Kristallgranit entstandenes Gestein, wie man es sonst öfters am Kontakt der beiden Arten von Bildungen beobachtet. (Taf. 1, Fig. 1.) Da die Schliere hier aber mitten im Redwitzit auftritt, so kann sie nur dadurch Erklärung finden, daß der lamprophyrische Nachschub aus

der Tiefe eine Scholle von Kristallgranit mit sich riß und sich einverleibte.

Aus dem allmählich ansteigenden Gelände nördlich von Korbersdorf und Seussen hebt sich ein Höhenzug ab, der die Streichrichtung Südwest—Nordost einhält. Er beginnt mit den Anhöhen nordöstlich der Rathausziegelhütte und endet zwischen Röthenbach und Garmersreuth in einer ziemlich steil gegen Osten abfallenden Erhebung. Zahlreiche mächtige dunkle Wollsäcke sowie verschiedene gute Aufschlüsse zeigen, daß es sich auch hier um eine mächtige redwitzitische Gangmasse handelt. Weiter nördlich daran schließt sich das Gebiet der phyllitischen Schiefer an, in welchen unsere Gesteine nicht mehr vorkommen. Auf der Anhöhe nordöstlich von der Rathausziegelhütte wird in mehreren, dicht beieinander befindlichen Brüchen mittel- bis grobkörniger Redwitzit abgebaut. Jn dem grobkörnigen Gestein stellen sich neben den kleinen Biotitblättchen oft größere Tafeln mit zerfressenem Rand ein, wie sie bei Wölsau erwähnt wurden; man trifft sie auch in den pegmatitischen Schlieren. Außer den besonders in den oberen Brüchen recht verbreiteten aplitischen und pegmatitischen Schlieren mit stellenweiser Anreicherung von Biotit durchsetzen den Redwitzit im großen Bruche an der Nordseite mächtige eigentliche Aplitgänge. Auf der Westseite der Erhebung ist graugrüner Epidot keine Seltenheit.

Ferner befinden sich südlich von Garmersreuth am Waldrande noch einige größere Brüche von mittel- bis grobkörnigen, bald dunkleren, bald helleren Gesteinen. Gelegentlich auftretende mächtige Pegmatitschlieren führen große Kristalle von Orthit. In nächster Nähe wird eine Spatgrube auf einen sehr reinen großkörnigen Pegmatit betrieben.

Weiter nordöstlich auf der Höhe zwischen Garmersreuth und Röthenbach, die eine prächtige Rundsicht auf die ganze Gegend bietet, liegen mächtige grubenartig angelegte Steinbrüche. Der hier abgebaute, mittelkörnige, ziemlich helle Redwitzit führt stellenweise häufig Aplitadern.

In der nördlichen Oberpfalz enthält sowohl der Kristallgranit wie die großen Granitmassiven vorgelagerten Zonen der injizierten Schiefer öfters Lagermassen und Gänge

von Redwitzit. Von diesen seien zuerst die dunkeln mehr oder weniger feinkörnigen Gesteine von Pechofen bei Mitterteich genannt. Ihr Charakter ist ausgesprochen schlierig und besonders merkwürdig sind gelegentlich schwarz glänzende äußerst biotitreiche Partien. Die Lamprophyre sind dem Gneis eingelagert und häufig von Aplitschlieren und Gängen durchzogen.

Im Tirschenreuther Gneisgebiet sind Redwitzite äußerst verbreitet und auch an vielen Stellen gut aufgeschlossen; mittelkörnige, hellere Abarten finden sich so z. B. bei Klein-Klenau, dann zwischen Tirschenreuth und Wondreb sowie bei Marcheney. Etwas gröberkörnig und dunkler ist ein Gestein von Groß-Klenau. In ihm trifft man öfters wieder jene großen Biotittafeln mit dem zerfressenen Rand. Die Verwitterungsoberfläche erscheint infolge des Herauswitterns zahlreicher feinschuppiger Biotitputzen oft geradezu schlackenartig.

Östlich von Tirschenreuth etwas oberhalb der Ortschaft Laub stehen die grobkörnigsten Redwitzite an, die ich zu Gesicht bekam. Es sind ziemlich dunkle etwas schlierige Lagermassen, von ganz pegmatitartigem Habitus, die zwischen dichten dunklen Hornfelsen und Phyllit eingeschaltet sind. Der Biotit ist reichlich in großen lappigen Tafeln vorhanden, welche bis zu 5 cm im Durchmesser erreichen; sie sind ganz von den übrigen Gemengteilen durchwachsen, durchschneiden aber auch andernteils wieder die lichten Mineralien des Gesteins.

Feinerkörnig und ziemlich dunkel ist ein Lamprophyr, der einen mächtigen Gang im Kristallgranit bei Pirk westlich von Tirschenreuth bildet. Diese Gesteine haben dioritisches Aussehen, zeichnen sich aber besonders durch etwa erbsengroße schwarze Flecken aus, die Anhäufungen von schuppigen Biotit sind. Solche Biotitflecken sind überhaupt in der Tirschenreuther Gegend in den Redwitziten weit verbreitet, während sie in den Vorkommnissen des Fichtelgebirges zu fehlen scheinen. Der umgebende Kristallgranit ist verrostet und vergrust und das Salband bilden ähnliche durch große Orthoklase porphyrische Mischgesteine von Redwitzit und Granit, wie sie oben von den Vorkommnissen der Gegend von Seussen beschrieben werden. Durch solche bildet sich ein gut zu verfolgender Übergang zwischen dem frischen, verbandfesten dunklen Redwitzit und dem völlig vergrusten

Kristallgranit heraus. Auch nach dem Innern des dunklen Gesteinskörpers hin trifft man noch gelegentlich spärliche Orthoklaseinsprenglinge in gerundeten abgeschmolzenen Formen. Fein bis mittelkörnige Aplite und grobkörnige Pegmatite, letztere gelegentlich mit eingewachsenen braunen Orthitkriställchen, durchsetzen die dunkeln Gesteine in mehr oder weniger scharf absetzenden Gängen oder in Schlieren, welche oft mit dem Nebengestein verschweißt sind. Manche dünne Aplitgänge gehen allmählich ins Nebengestein über, so daß sie ganz verwischt erscheinen und oft nur im nassen Gestein einigermaßen zu erkennen sind.

Bei der Häusergruppe Odschönlind in der nordöstlichen Randzone des Plößberger Kristallgranits gegen die Bärnauer Gneise liegen wieder recht interessante Vorkommnisse. Hier erhebt sich östlich von einer kleinen Wegkapelle eine bewaldete flache Anhöhe, an die sich nach Süden und Südosten sanft abfallendes Wiesengelände anschließt. Gegen die Höhe zu finden sich vielfach Blöcke von mittelkörnigem, ziemlich hellem Redwitzit. Daneben trifft man auch feinkörnigere, dunkle Abarten, die äußerst reich an Biotit sind. Oft reichert er sich zu größeren dunkeln Flecken an, die an angewitterten Massen napfförmige Vertiefungen hinterlassen. Stücke dieser dunkeln Modifikationen lassen sich überall auch auf den Feldern sammeln. In einer Lichtung im Walde liegt etwa ein Dutzend kleiner Anbrüche annähernd auf einer Linie. Die aufgeschlossenen Gesteine sind mittel- bis grobkörnig und von schwarzer bis schwärzlichgrüner Farbe. Die dunkelsten Typen erscheinen feldspatfrei und lassen zahlreiche große schimmernde Spaltflächen einer uralitischen Hornblende in einer bräunlichgelben Zwischenmasse erkennen. Die Beschaffenheit dieser Gesteine, die oftmals stark mit Magnetkies imprägniert sind, ist recht schlierig; es finden sich alle möglichen Übergänge von diesen feldspatfreien bis zu dunkeln, dann zu helleren feldspatführenden Arten und endlich zu aplitisch pegmatitischen Schlieren. Stellenweise erscheinen auch Nester von grobkörnigem Pegmatit mit Muskowit und Turmalin. Die feldspatfreien Gesteine sind recht zähe und werden wegen ihrer dunklen Farbe und Politurfähigkeit in der Oberpfalz auch zu Grabsteinen verarbeitet. Ihr Nebengestein ist auch hier durch und durch vergruster Kristallgranit, und daß diese feldspatfreien Lamprophyre nichts weiter sind als Äquivalente des sonst überall feld-

spatreichen Redwitzits, beweist auch ihre eigentliche Gangform in dem vergrusten Granit, die durch die reihenförmige Anordnung der Anbrüche deutlich hervortritt. Ganz in Übereinstimmung steht damit auch ihr schlieriger Charakter und ihre Durchaderung mit granitischen Aplit und Pegmatit.

Am Rande der Lichtung gegen Osten zu liegen an einem Waldweg große ausgegrabene Verwitterungsstücke dieser Gesteine, welche durch geradezu bizarre, zackige und drusige Formen an jene der südamerikanischen Meteorreisen erinnern, mit denen sie auch in der Farbe übereinstimmen. Untersucht man diese Verwitterungsbrocken genauer, so sieht man, daß diese Formen mit der schlierigen Beschaffenheit der Gesteine aufs innigste zusammenhängen. Beifolgende Skizze mag dies illustrieren. (Taf. I, Fig. 2.) Der auftragende Zapfen besteht aus dem leichter angreifbaren feldspatfreien Gestein, während die allerseits darüber vorstehende Krempe feldspathaltig ist und die Zusammensetzung eines normalen Redwitzites hat.

Bei meinem Besuche in der Oberpfalz im Herbst 1915 wurde die Landstraße Plößberg—Wildenau frisch gebaut; die Gesteinsblöcke aus den angrenzenden Feldern und Wäldern lieferten das Material hierzu. Neben allerlei interessanten Gesteinen wie Turmalinfelse, Aplite der verschiedensten Art usw. fanden sich auch einige Redwitzite, so z. B. ein schmaler, etwa fingerdicker Gang, dicht grau mit einer Neigung ins Porphyrische in einem Brocken Kristallgranit. Außerdem zeigten sich noch einige grobkörnige biotitreiche Arten von nicht besonders dunkler Farbe.

Weiter südlich von diesen Vorkommnissen östlich von dem etwa 12 km entfernten Dorfe Floß zwischen Schönbrunn und Plankenhammer erhebt sich ein mächtiger Gneisrücken, auf dessen Südseite das Dorf Hardt liegt. Auf der Höhe verraten schon weithin gewaltige Steinhalden einen größeren Steinbruchbetrieb. Der tiefere Teil des großen Pflastersteinbruches ist zur Zeit zwar mit Wasser gefüllt, aber gerade dadurch tritt die Form dieses Vorkommnisses ausgezeichnet in die Erscheinung. Das kleine Wasserbecken bildet nämlich eine ziemlich scharf als durchschneidende vielleicht 40—50 m lange Rinne mit geraden und parallelen Ufern, welche fast senkrecht in die Tiefe setzen, während die darüber stehenden Teile dem vergrusten Gneis angehören und daher mit einer viel ge-



Fig. 1. Porphyrisches Mischgestein von Redwitzit und Kristallgranit. Seussen.



Fig. 2. Verwitterungsstück. Ödschönlind.



ringeren Böschung gegen die Rinne abfallen. Die Gangform des hier früher in großem Maßstab gewonnenen Redwitzits ist also ganz besonders gut zu beobachten. Das Gestein ist ziemlich dunkel und im allgemeinen feinkörnig bis dicht. Fleckige Beschaffenheit wie in der Tirschenreuther Gegend fehlt. Bei den dichten Arten fällt oft eine Neigung zur porphyrischen Beschaffenheit auf: Aus der dichten grauen Masse treten wieder die großen Biotitblättchen hervor; manchmal sieht man auch kleine weiße schlecht ausgebildete Feldspateinsprenglinge. Selten sind helle ziemlich grobkörnige Schlieren, die, wenn sie am Rand der Masse auftreten, porphyrartig sind. Dagegen ist sehr verbreitet eine Durchaderung mit scharf absetzendem Aplit oder seltener Pegmatit mit Putzen von großen Turmalinkristallen.

Größere Gangmassen solcher Gesteine ziehen dann ferner von Geilersreuth nordwestlich von Floß nordwärts gegen Windisch-Eschenbach.

Östlich gerade gegenüber dem Bahnhof Windisch-Eschenbach schon von der Bahn aus sichtbar liegen in einem Tälchen drei Brüche von Redwitzit. Das nähere Studium der Aufschlüsse ergibt, daß es sich hier um eine mehr rundliche Masse inmitten des Kristallgranits handelt. Der Kern derselben besteht aus einem nicht besonders dunkeln mittelkörnigen Gestein; nach außen wird dieses dunkler und feinkörniger; biotitreiche fast schwarze Putzen erscheinen häufig. An der Grenze gegen den Kristallgranit entstehen wieder infolge der Vermischung beider Gesteine porphyrartige Bildungen mit großen Feldspäten und kleinen Biotitputzen in sehr dunkler nahezu dichter Grundmasse. Ferner ist namentlich in den Nordbrüchen die Durchaderung der dunklen Gesteine mit Aplit, dem sich hier auch kleine Gänge von mehr granitartigem Aussehen hinzugesellen, ungemein häufig und oft durchqueren sich die Gangsysteme. Bald durchsetzen die Gänge scharf den Lamprophyr, bald sind sie mit ihm verschweißt, so daß sie schließlich sich kaum mehr deutlich abheben und oft erst am nassen Gestein zu erkennen sind, wie das von Pirk beschrieben wurde. Bemerkenswert für den lamprophyrischen Charakter dieser Gesteine ist ein überzollgroßer Einschluß von Fettquarz in dem groberkörnigen Gestein, der durch ein scharf absetzendes dunkles Band vom Hauptgestein geschieden ist.

Auch nordwestlich von Windisch-Eschenbach im Waldnaabtal aufwärts finden sich größere Redwitzitputzen im Kristallgranit um Reuth bei Erbendorf herum. Gleich hinter dem Bahnhof des Ortes stehen die dunkeln Massen an und finden sich über Reuth hinaus bis nach Röthenbach, wo die besten Aufschlüsse vorhanden sind, so besonders am Drahthammer und kurz vor Röthenbach. Andernteils bestehen die gegenüberliegenden Talgehänge nordöstlich von Reuth gleichfalls aus Redwitzit und ebenso ist er auch dort durch Brüche aufgeschlossen.

Der große Steinbruch nordöstlich vom Drahthammer liefert einen normalen mittelkörnigen Redwitzit. Wegen seiner häufigen Durchaderung mit Aplit und der kugligen Absonderung ist er als Pflasterstein wenig geeignet. In den unteren Partien des Bruches ist die Farbe nicht besonders dunkel. Gegen die Wand des Bruches aber nach dem Kristallgranit zu wird das Gestein immer dunkler und an der Grenze entstehen wieder jene schon oft erwähnten porphyrartigen Bildungen aus der Vermischung mit dem umgebenden Kristallgranit. Allgemein verbreitet sind scharf durchsetzende Gänge von Aplit, die gelegentlich Turmalin führen, ferner sind auch Pegmatitschlieren, namentlich in den dunklen Arten keine Seltenheit. Weiter der Bahnlinie entlang das Waldnaabtal aufwärts kurz vor Röthenbach bietet ein großer Steinbruch wieder einen schönen Aufschluß. Das anstehende Gestein ist wieder mittelkörnig und gehört zu den hellsten Typen von Redwitzit, die in diesem Gebiet vorkommen; es ist sehr quarzreich und die dunklen Biotittäfelchen heben sich scharf von der Gesteinsmasse ab. Auch hier herrscht die kugelige Absonderung des Gesteinskörpers vor, dagegen ist die Durchaderung mit Aplit unbedeutend.

Auf der andern Seite des Tales zeigen mächtige dunkle Wollsäcke wieder den Redwitzit an und kurz hinter dem Dorfe Reuth befinden sich oben an den Abhängen einige kleinere Anbrüche, in denen aber meist nur die Verwitterungsblöcke abgebaut werden. Das gleichfalls mittelkörnige Gestein ist bald recht hell und bald wieder ziemlich dunkel entsprechend seinem schlierigen Charakter. An den hier schön hervortretenden Wollsäcken fallen die zahlreichen Wülste in die Augen. Sie entsprechen saueren Partien der Lamprophyre; ebenso heben sich häufig die weißen Aplitgänge vom dunkeln Unter-

grunde ab. Etwas weiter talaufwärts in der Höhe der Bahnlinie liegt noch ein größerer Steinbruch. Es handelt sich um ein mittelkörniges Gestein, dessen schlierige Beschaffenheit sich auch in einem Wechsel der Farbe von hell zu dunkel ausdrückt. Nur untergeordnet trifft man etwas gröberkörnigere feldspatreiche hellere Partien mit größeren durchsetzenden Biotitblättchen.

Außerdem finden sich noch einige Blöcke von mittelkörnigem normalen Redwitzit unterhalb der Topfsteingruben von Plärn bei Erbendorf und schließlich kommen noch ähnliche Arten bei Thumsenreuth nordwestlich von Reuth vor.

3. Makroskopische Beschaffenheit.

Wie schon eingangs erwähnt wurde, ist die Haupteigentümlichkeit der Redwitzite in noch weit höherem Maße als bei den übrigen Lamprophyren ihre so ungemein unregelmäßige schlierige Beschaffenheit. Dies wurde besonders bei Beschreibung der mächtigen Gangmassen des Fichtelgebirges hervorgehoben, wo in einem und demselben geologischen Körper bei beständigem Wechsel der Korngröße sowie der Farbe alle Übergänge von feldspatarmen Gesteinen bis zu syenitähnlichen Typen, ja sogar bis zu aplitisch pegmatitischen Schlieren sich finden.

Auch die Redwitzitputzen des Waldnaabtales sind schlierig, zeigen aber doch schon eine gewisse Gesetzmäßigkeit darin, daß sie nach dem Rande zu basischer und infolgedessen dunkler werden.

Die helleren grobkörnigsten Typen der Redwitzite erinnern an biotitreiche Syenite, so einige Typen von Friedau und aus der Nähe der Rathausziegelhütte. Hierher gehören ferner die noch recht hellen Gesteine aus dem grubenartigen Bruch von der Anhöhe östlich von Garmersreuth. Dem Syenit von Gröba gleichen auffällig die übrigens ziemlich quarzreichen Redwitzite von Röthenbach; es sind die hellsten unter all diesen Vorkommnissen. Nimmt der Gehalt an dunklen Gemengteilen zu, so werden die Gesteine sehr monzonitähnlich und sind in ihrem Habitus etwa eben so wechselnd wie diese Gesteinsreihe. Makroskopisch lassen sich überall Biotit und Hornblende erkennen. Ersterer mit seinen sich scharf abhebenden Täfelchen stellt neben dem Feldspat den wich-

tigsten Hauptgemengteil dar, wenn auch gelegentlich entsprechend der schlierigen Natur die Hornblende stellenweise überwiegt. Nach den aplitisch pegmatitischen Schlieren zu verschwindet die Hornblende völlig und der Biotit ist der einzige dunkle Gemengteil. Gewöhnlich nimmt auch Hand in Hand damit die Korngröße etwas zu. Derartige Partien sind sehr schön bei den Handstücken aus dem zweiten Bruch am Haager Weg zu beobachten. Treten dann die Biotitblättchen in den Pegmatit über, so wachsen sie zu größeren, oftmals idiomorphen sechsseitigen Tafeln an, welche die Quarzfeldspatkörner scharf durchschneiden. Manche grobkörnige Arten werden oft noch dunkler und neben den kleinen Biotitblättchen stellen sich größere randlich zerfressene Biotittafeln ein; solche von mehreren Zentimetern Durchmesser wurden von Laub beschrieben. Am weitesten verbreitet ist die dem Monzonit am meisten gleichende mittelkörnige Art des Redwitzits. In manchen Typen häuft sich der Biotit bald zu kleinen, wie bei Pirk, oder bald zu größeren rundlichen Putzen wie bei Ödschönlind an und es entstehen Gesteine von fleckiger Beschaffenheit. Treten Biotit und Hornblende immer mehr hervor, so werden die Gesteine noch dunkler und gelegentlich stellt sich der Pyroxen in größeren Individuen ein, wie in den äußerst dunkeln grobkörnigen Lamprophyren vom Bruch 3 am Haager Weg oder der Feldspatgehalt sinkt noch mehr und verschwindet schließlich völlig. Es entsteht das Endglied der Redwitzitreihe, ein schwarzer bis schwarzgrüner Peridotit mit großen uralitischen Hornblenden in einer bräunlichen Zwischenmasse.

Außer den fein- bis grobkörnigen Modifikationen gibt es noch solche von ziemlich dichter Beschaffenheit, wie sie durch das Vorkommen von Floß charakterisiert sind. Ihre Farbe ist gewöhnlich lichtgrau. Manchmal trifft man in ihnen größere Blättchen von Biotit oder kleine undeutliche Feldspateinsprenglinge, so daß Übergänge zu porphyrartigen Gesteinen sich finden. Eigentliche lamprophyrische Quarzprophyre stellen das Endglied dieser Reihe dar, wie sie im mittleren Fichtelgebirge östlich von Marktleuthen bei Wenden und Kaiserhammer größere Gangmassen bilden. Es sind unfrische Porphyre mit dichter schmutziggrauer bis schwarzer Grundmasse, aus der sich zahlreiche oft noch frischglänzende Feldspate sowie manchmal auch zahlreiche Quarzeinspreng-

linge abheben. Die großen mehr vereinzelten stark korrodierten oder gelegentlich sogar zu runden Scheiben eingeschmolzenen Feldspäte, deren Durchmesser bis zu 3½ cm betragen kann, sind Orthoklase, während die viel häufigeren kleineren, die meist schlecht begrenzt sind, zu den Plagioklasen gehört. Die Gesteine sind ungemein zäh und schlecht zu bearbeiten.

In der Talenge bei Wendenhammer gehen diese basischen Quarzporphyre in lichtere und etwas frischere Malchitporphyre über. Aus einer dichten, lichtgrauen uneben brechenden Grundmasse treten viele selten bis zentimetergroße mattweiße Kristalle von Feldspat sowie Flecken eines dunklen Minerals hervor, das sich infolge starker Verrostung nicht mehr bestimmen läßt. Quarzeinsprenglinge fehlen vollständig.

4. Mineralische Zusammensetzung und Struktur.

Gümbel nannte die hier als Redwitzite bezeichneten Gesteine einesteils wegen ihres hohen Quarzgehaltes, andernteils wegen ihres Reichtums an dunkeln Mineralien Syenitgranite. In der Hauptsache stimmt die Beschreibung, welche er von diesen Gesteinen gibt, mit den tatsächlichen Verhältnissen der normalen Glieder überein. Die am besten charakterisierten Vorkommnisse unterscheiden sich im Äußern leicht von Granit sowohl als von Syenit, indem die dunklen Bestandteile in viel größeren Mengenverhältnissen an ihrer Zusammensetzung teilnehmen. Wenn auch innerhalb der Reihe der Redwitzite selbst ein weitgehender Wechsel der Zusammensetzung vorhanden ist, so tritt doch selbst in den lichtesten Gesteinen der zu den Lamprophyren hinneigende Charakter in der allgemeinen Gesteinsfärbung deutlich hervor. Es sind also keineswegs, wie Gümbel meint, Zwischenglieder zwischen Granit und Syenit, sondern sie sind vielmehr von beiden deutlich geschieden durch die starke Anhäufung der dunklen Bestandteile.

Fast alle Gesteine dieser Reihe sind auch bei recht dunkler Gesamtfärbung ziemlich reich an Quarz, der nur in wenigen der basischen Gesteine fehlt und fast immer schon makroskopisch sichtbar ist. Er hat durchaus dieselben Eigenschaften wie im Granit und stellenweise finden sich auch mikropegmatitische Verwachsungen mit Orthoklas.

Sehr wechselnd ist das Verhältnis von Orthoklas und Plagioklas, die lichten Varietäten sind im allgemeinen reicher an Orthoklas, der dann öfters von Mikroklin begleitet wird, in den dunklen herrscht der Plagioklaas vor und Orthoklas findet sich öfters nur noch in Spuren. Wie gewöhnlich ist der Plagioklas besser umgrenzt als Orthoklas und Mikroklin, deren größere Körner auch kleine Plagioklaskristalle in ziemlicher Menge umschließen, wie z. B. bei Friedau. Auch eigentlicher Perthit kommt dort vor.

Die Plagioklase zeigen im allgemeinen zonaren Aufbau von Oligoklas bis etwa zum Andesin. In höchstem Maße aber charakteristisch sind die basischen Kerne von Labrador, die sehr häufig ganz unvermittelt in den ziemlich sauren in sich wieder zonaren Plagioklasen auftreten. (Fig. 1.) Gewöhnlich sind die Plagioklase ziemlich isometrisch ausgebildet, meist frisch und höchstens im kalk-

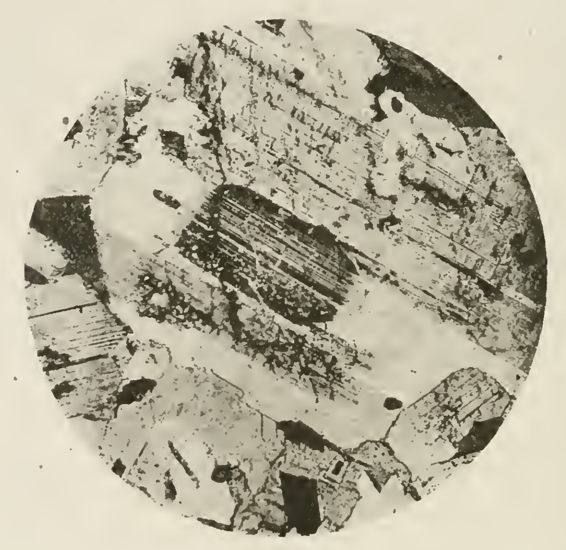


Fig. 1. Basischer Kern im Plagioklas. Garmersreuth.

reichen Kern etwas getrübt, ihre Zwillingslamellierung ist die gewöhnliche. Neben ihnen trifft man in manchen dunkeln und feinkörnigen Redwitziten auch taflig ausgebildete Plagioklase ohne Zonarstruktur, ihrer Zusammensetzung nach sind sie basischer, ihre Bestimmung ergab Andesin bis Labrador. Am Rande sind die zonar aufgebauten Plagioklase öfters von Quarz myrmekitisch durch-

wachsen. Ferner sind auch einzelne Partien der Plagioklase gegen die dunkeln Gemengteile gut begrenzt, doch durchsetzen sie die letzteren nie scharf nach Art der Diabasstruktur. Die dunkeln Gemengteile waren also noch nicht völlig verfestigt, als die Ausscheidung der Plagioklase aus dem Schmelzfluß einsetzte. Eines der bezeichnendsten Merkmale in der äußeren Erscheinung der Redwitzite ist das Auftreten großer, einheitlich spiegelnder Biotittafeln, die von zahlreichen Einschlüssen siebartig durchlöchert sind und dem Gestein einen ausgesprochen monzonitischen Habitus verleihen. Sie waren wohl auch der Grund, weshalb einzelne dieser Gesteine früher als Monzonite oder Quarzmonzonite[2]) beschrieben wurden. Daß eine innere Verwandtschaft der Redwitzite mit diesen Gesteinen aber nicht besteht, das beweist nicht nur die oben charakterisierte Ausbildung der Feldspate und der vollkommene Mangel jeder Andeutung einer monzonitischen Struktur, sondern auch in eben solchem Maße ihre ständige geologische Verbindung mit echtem Granit. Es handelt sich also um eine rein äußerliche Ähnlichkeit zweier an sich ganz verschiedener Gesteinsarten. In den grobkörnigen pegmatitartigen Ausbildungsformen erreichen diese Biotittafeln über einen Zoll im Durchmesser und sind dann besonders löcherig und randlich zerfetzt. Kleinere sind meist besser ausgebildet und winzige Biotitschuppen, die man oft erst bei starker Vergrößerung als Einschlüsse im Feldspat sieht, sind zum Teil nadelartig scharf und einschlußfrei. Im allgemeinen ist die Farbe des Biotits die gewöhnlich braune, nur selten wie in den sehr basischen Ausbildungsformen von Ödschönlind ist sie blaß gelblich und die Blätter sind dann oft zerknittert. Pleochroitische Höfe sind überall verbreitet.

Dem Biotit an Bedeutung zunächst steht gemeine grüne Hornblende in kurzprismatischen Körnern; sie ist gewöhnlich sehr licht und zeigt einen schwachen Ton ins Bläuliche, doch kommen auch ziemlich kräftig grün gefärbte Individuen vor. Eigentümlich sind häufig bräunlich fleckige Partien sowie der etwas zonare Aufbau

[2]) Glungler: Das Eruptivgebiet zwischen Weiden und Tirschenreut und seine kristalline Umgebung. Sitzber. d. math.-phys. Klasse der Kgl. Akad. d. Wiss. Bd. XXXV, 1905, Heft 2, München.

H. Kretzer: Beiträge zur Petrographie der Oberpfalz: Das Gebiet zwischen Weiden und Vohenstrauß. Dissert. Regensburg. Verlag: Fritz Huber. 1912.

einzelner größerer Körner, der einen lichten Kern von einer tiefergefärbten Randzone unterscheiden läßt. Auch in der Hornblende sind pleochroitische Höfe verbreitet. Größere Körner sind oft einschlußreich. Werden die Gesteine sehr basisch wie die von Ödschönlind, so nimmt die Hornblende lichtbraune Farbe an und liegt gewöhnlich in Haufwerken in den Plagioklasen eingeschlossen. Ihre Form bleibt dieselbe.

Pyroxene meist mit viel Einschlüssen von Erzflittern fanden sich nur in vereinzelten Arten ziemlich spärlich. Reichlicher trifft man sie in den grobkörnigen, dunkeln Gesteinen vom Bruch 3 am Haager Weg, die sie schon makroskopisch erkennen lassen. Wenig gut ausgebildete Körner von lichtrötlichem Hypersthen oft in Hornblende eingeschlossen, manchmal auch mit beginnender Umwandlung in schuppigen Glimmer bilden einen ihrer wichtigsten Hauptgemengteile. Außerdem trifft man noch vereinzelt größere farblose Individuen von monoklinem Pyroxen. Farbloser monokliner Pyroxen in Körnern findet sich auch spärlich in Gesteinen von Wölsau und Mitteldorf sowie aus einer kleinen etwas dunkleren linsenförmigen Schliere im grobkörnigen Lamprophyr nordöstlich der Rathausziegelhütte. In den Gesteinen von Mitteldorf treten gewöhnlich nur noch Reste von Pyroxen in einer verrosteten uralitischen Hornblende hervor.

Von den Nebengemengteilen fällt in den Redwitziten vor allem der außerordentlich hohe Gehalt an Apatit auf. Man findet die meist langprismatischen Kristalle oder seltener rundlichen Körner oft haufenweise in allen Gemengteilen; vor allem der Biotit ist oft ganz von ihnen durchspickt. Seine Menge übertrifft jene in normalen granitischen Gesteinen mindestens um das zwanzigfache und in manchen Redwitziten, z. B. von Groß-Klenau wird er zu einem bedeutenden Gesteinsbestandteil. Dieser hohe Apatitgehalt darf wohl als eine besonders bezeichnende Eigenschaft der Lamprophyre angesehen werden.

Hin und wieder trifft man neben ihm den in sonstigen Lamprophyren äußerst seltenen Zirkon, manchmal mit braunem Kern und als Einschluß im Biotit von pleochroitischen Höfen umgeben. Einzelne solche Kriställchen scheinen indes nach ihrer hohen Doppelbrechung Xenotim zu sein.

In großer Menge findet sich auch lichtbrauner Titanit in größeren und kleineren Kristallen und Körnern, die

manchmal sehr bedeutend an Zahl zunehmen, so daß auch dieser Bestandteil in manchen der Redwitzite in ganz ungewöhnlicher Menge auftritt. Im Biotit ist der Titanit bald von pleochroitischen Höfen umgeben, bald fehlen solche, besonders um eigenartige Kristallskelette von Titanit, die manchmal scharf durch dessen Blättchen hindurchschneiden. Auch als Saum um opake Erze tritt das Mineral auf. In den lichten feldspatreichen Flecken im feinkörnigen Redwitzit gegenüber vom Wölsauer Hammer bildet er schließlich eine eigentliche Zwischenmasse zwischen den dort leistenförmigen Plagioklasen, einem Bild der ophitischen Struktur nicht unähnlich.

Ferner sind für die Redwitzite recht bezeichnend braune, manchmal ins rötliche gehende Körner von Orthit, die hie und da ein Klinozoisitrand umgibt. Im Biotit zeigen auch sie pleochroitische Höfe. Seltener sind im Biotit sechsseitige Durchschnitte von farblosem Orthit mit pleochroitischen Höfen, die mit Apatit leicht verwechselt werden können.

Nädelchen von Rutil im Biotit weisen auf den Titangehalt des letzteren hin. Selten, so z. B. in den Gesteinen vom Bruch 2 am Haager Weg finden sich schöne pyramidale Kristalle von Anatas.

Von sekundären Mineralien ist vor allem Chlorit anzufügen, der meist aus Biotit, selten auch aus Hornblende entstanden ist, ihn begleiten oft keilartige Partien von Prehnit. Muskowit ist als Zersetzungsprodukt in den trüben Feldspaten vorhanden und bildet öfters auch feinschuppige Putzen. Ferner ist hin und wieder etwas Kalkspat und Körner von Epidot und Klinozoisit vorhanden.

Die Gesteine führen alle ziemlich reichlich Erze. Vor allem fällt schon in jeder Gesteinsprobe der Schwefelkies auf, sodann ist der Gehalt an titanhaltigem Magneteisen und Titaneisen oftmals in skelett- und stäbchenartigen Formen recht bedeutend und auch Magnetkies ist ziemlich verbreitet.

Die Redwitzite neigen im Gegensatz zum Kristallgranit gar nicht zu porphyrischer Struktur, denn die großporphyrisch aussehenden, namentlich als Randzonen gegen den Granit auftretenden Gesteine mit großen Orthoklaskristallen haben diese ganz zweifellos dem Nebengestein entnommen und sind also nicht Porphyre im Sinne der heutigen Petrographie. Es gibt aber auch eigentliche

Redwitzitporphyre, die in der Hauptsache als verhältnismäßig schmale Gänge im Granit aufsetzen. Es sind ziemlich feinkörnige graue Gesteine mit zahlreichen Einsprenglingen von weißlichem Plagioklas, von braunschwarzem Biotit und etwas Quarz. Ausnahmsweise wird die Grundmasse ganz dicht, ihre Farbe wird dabei dunkler grau und der Bruch gleichmäßig uneben. Solche Gesteine sind zum Teil in nicht unbedeutender Mächtigkeit aufgeschlossen am Wendenhammer, Kaiserhammer und Schwarzenhammer etwa 15 km nördlich von Marktredwitz und 4—5 km östlich von Marktleuthen. Sie enthalten außer den eben erwähnten Einsprenglingen auch noch bis zollgroße abgerundete, weiße Orthoklase in ziemlicher Anzahl.

Die Einsprenglinge von Plagioklas gehören hauptsächlich zum Oligoklas-Andesin, der etwas zonar gebaut und im Kern oft getrübt ist. In den Gesteinen mit deutlich körniger Grundmasse verwachsen sie durch eine an Quarzeinschlüssen reiche Randzone lappig mit dem übrigen Gestein; wo die Grundmasse dichter ist, da ist ihre Begrenzung dagegen gewöhnlich scharf. Ähnliches beobachtet man auch am Quarz, der in den groberkörnigen Gesteinen warzenartig unebene Oberfläche aufweist, in den dichten aber völlig runde, geradezu tropfenartige Einsprenglinge bildet. Wo Orthoklas in größeren Individuen vorhanden ist, erscheint er in den mehr körnigen Gesteinen in den typischen Formen, wie im Kristallgranit selbst, aus dem er offenbar aufgenommen ist. In den dichteren Gesteinen sind die Umrisse der hier ziemlich zahlreichen, oft recht großen Orthoklaseinsprenglinge ähnliche wie in den bekannten Spessartiten von Gailbach bei Aschaffenburg.

Unter den Einsprenglingen sowohl wie in der Grundmasse tritt als dunkler Bestandteil nur Biotit auf; in den mehr quarzporphyrartigen sieht man mit bloßem Auge ungleichmäßige, trübe dunkle Flecken, die unter dem Mikroskop hellgrün durchsichtig sind und häufig deutlichen Pleochroismus zeigen. Es handelt sich ihrer Struktur nach, die sich der Maschenstruktur des Serpentins sehr nähert, um Pseudomorphosen, deren ursprüngliches Mineral in den kleinen Fetzen nicht mehr festgestellt werden kann. Ihre Substanz ist ein feinschuppiges Mineral von serpentinartiger Beschaffenheit, aber mit viel höherer Doppelbrechung. Daneben sind stets auch trübe Partien von Titanit ausgeschieden.

Die feinkörnige Grundmasse ist ein granulitartig struiertes Gemenge von Orthoklas, Mikroklin und Quarz nebst etwas Oligoklas-Andesin, durchsetzt von massenhaften Biotittäfelchen und Apatitkriställchen.

Die Grundmasse der dichten Gesteine ist granophyrartig und ziemlich reich an schlecht ausgebildeten Fetzchen von Biotit, Hornblende und denselben gelbgrünen Pseudomorphosen, wie sie auch als Einsprenglinge auftreten. Opakes Erz ist in feinen Körnchen überall in der Grundmasse verbreitet, es erscheint aber auch in größeren skelettartigen Körnern.

Das basische Endglied der ganzen Redwitzitreihe bilden die feldspatfreien Uralitperidotite von Ödschönlind; sie zeigen große Ähnlichkeit mit den Schriesheimiten von Schriesheim im Odenwald. Es sind äußerlich mittelkörnige Gesteine mit zahlreichen schimmernden Spaltflächen von uralitartiger Hornblende; gegenüber dem Schriesheimit sind sie ausgesprochen lichter gefärbt mit einem kräftigen Ton ins bräunlichgraue. Stellenweise sieht man ziemlich viel Magnetkies, der in feiner Verteilung überall vorhanden ist. Die Gesteine sind spezifisch sehr schwer, von völlig richtungsloser Beschaffenheit und ganz besonders zähe. Zahlreichere lichtere Schlieren und auch scharf abgegrenzte Aplitgänge und turmalin- und muskowitführende Nester von Pegmatit sind außerdem vorhanden.

Im Dünnschliff fällt zunächst die meist sehr lichtgefärbte Hornblende auf, die eine faserige bis schilfige Beschaffenheit hat und ganz lichtgrüne, stellenweise auch lichtbräunliche Farbe aufweist und durchaus den Eindruck eines sekundären Minerals macht, das entweder aus ursprünglichem Pyroxen oder aber vielleicht aus einer früheren kompakten braunen Hornblende hervorging. Die Umrisse der großen Flecken dieser Hornblende sind durchaus zerfasert, besonders auffallend sind in ihr zahlreiche Einschlüsse von Olivinkörnern, die fast völlig frisch sind. Sie sind aber ziemlich rissig und meist von eckigzackigen Formen, die in die Hornblende hinübergreifen. Rings um diese Olivinkörner stellt sich in der Hornblende gewöhnlich ein völlig farbloser Hof von weniger faseriger Beschaffenheit und viel stärkerer Doppelbrechung ein, der mit dem Olivinkorn verzahnt, gegen die gefärbte Hornblende aber geradelinig abgegrenzt ist.

Nächst der Hornblende der Hauptgemengteile ist Klinochlor, bald parallel zu den Fasern und jenen eingewachsen, bald in breiten zwillingslamellierten Blättern sie in allen Richtungen durchschneidend. Auch für sich selbst tritt das Mineral in grobblättrigen Aggregaten und Nestern auf. Der Klinochlor ist ganz lichtgrün, schwach pleochroitisch und zeigt die Zwillingslamellierung ungewöhnlich deutlich.

Stellenweise tritt in großer Menge ein sehr lichtgefärbter Biotit auf, ||c ganz lichtbräunlich, ⊥c blaßgrün, der wieder stark zerfetzte große Blättchen bildet, die in allen Richtungen durch die beiden andern Bestandteile hindurchgewachsen sind; sie zeigen öfters pleochroitische Höfe und deutliche Zirkonkörner.

Spärlich erscheint gelegentlich etwas Apatit. Sehr reich ist das Gestein an Erzen. Als staubförmige Imprägsation, in kleinen oft skelettartigen Formen bis zu langgestreckten Partien, findet sich Titaneisen, in größeren unregelmäßigeren Körnern Magnetkies.

Zusammenfassung.

Es wurde hier der neue Name Redwitzit für eine Gruppe von Gesteinen aufgestellt, von denen man wohl sagen wird, daß sie von zahlreichen Vorkommnissen schon seit langer Zeit bekannt sind. Man darf nur an die Bezeichnung der Syenitgranite durch Gümbel, an die zahllosen Beschreibungen von Glimmersyeniten, Glimmerdioriten, zum Teil auch von Tonaliten, Quarzmonzoniten und Monzoniten aus den verschiedenen Granitgebieten erinnern, die sich zu einem großen Teil auf die hier behandelten Gesteine beziehen. Alle Beschreibungen solcher Massen gingen von der scheinbar feststehenden Voraussetzung aus, daß es sich hier um die gewöhnliche Erscheinung der innern Zerspaltung eines granitischen Massivs handelt, welche durch Diffusionsvorgänge an Ort und Stelle der Verfestigung entstanden ist und für welche Brögger den Ausdruck lakkolithische Spaltung gewählt hat. Es ist von vornherein klar, daß Gesteine, die durch die Diffusionsströmungen während ihrer Verfestigung in ihrer Zusammensetzung modifiziert wurden, durch ganz allmähliche Übergänge miteinander verknüpft sind, und so trifft man auch in den häufigen syenitischen oder dioritischen Randzonen

der mächtigen Granitmassive ein ganz allmähliches Verschwimmen der normalen granitischen Ausbildung mit den quarzarmen und an Plagioklas reicheren, häufig auch dunkle Mineralien in viel bedeutenderer Menge führenden Gesteinen. An zahllosen Beispielen kann man den Nachweis führen, daß solche abweichende Randausbildung in der Hauptsache mit Resorptionsvorgängen in Zusammenhang gebracht werden muß, bei welchen anders zusammengesetzte, meist an Kieselsäure und Alkalien viel ärmere Nebengesteine von den granitischen Magmen, wie man sich wohl am besten ausdrückt, verdaut wurden und so die eigentliche Ursache der lakkolithischen Spaltung durch die Gleichgewichtsstörung im Magma geworden sind. Diese Deutung läßt sich in vielen Fällen als stichhaltig erweisen, denn die sogen. basischen Putzen, welche Zusammenhäufungen solcher resorbierten Reste sind, erscheinen besonders häufig und oft noch mit mehr oder minder erkennbarer Schichtstruktur gerade in dichten annormalen Ausbildungen, in denen auch Granat, Kordierit, Andalusit, Sillimanit und andere dem eigentlichen Granit völlig fremde Bestandteile in fast konstanter Weise vorhanden sind. Dazu kommt die Art des geologischen Auftretens dieser Gesteine: Es sind verhältnismäßig selten Schlieren im Innern der Massive selbst, welche sich stets um größere Schieferfetzen anordnen, gewöhnlich sind es die schon erwähnten Randzonen. Überall stehen sie ferner an Ort und Stelle mit dem normalen Granit in so vollkommenen Zusammenhang, daß man die Änderung der Zusammensetzung in allen Übergängen fast von Meter zu Meter verfolgen kann und die am meisten basische Form ist es im allgemeinen, welche den letzten Rand bildet, wie z. B. peridotitische Gesteine in den Pyrenäen am Kontakt mit Kalksilikatfels. Daß derartige lakkolithische Spaltungsgesteine mit den Redwitziten nichts gemeinsam haben, ergibt sich aus der oben gegebenen Darstellung der ganzen Beschaffenheit der Gesteine. Wenn sie auch besonders häufig in den Randzonen der Granitmassive sich finden, so ist doch auch hier ihr Verhältnis zum Granit durchaus anders und in allen Fällen ganz gleichmäßig. Sie bilden G ä n g e, k l e i n e S t ö c k e, P u t z e n oder noch u n r e g e l m ä ß i g g e f o r m t e M a s s e n, die, so ungleichförmig auch ihre innere Zusammensetzung ist, doch überall dem Granit gegenüber ganz scharf abgetrennt sind und allerseits von dem ganz abweichend beschaffenen Granit umschlossen werden. Sie sind, soweit

die Beobachtungen gehen, niemals die Randzone selbst. Besonders charakteristisch ist ihre Verbreitung in dem so tief vergrusten Kristallgranit, der die Massen dieser körnigen und durch und durch schlierigen Gesteine an zahlreichen Orten des hier betrachteten Gebietes umschließt. Da fällt vor allem schon in der Landschaft die Verbreitung dieser festen und merkwürdig widerstandsfähigen Gesteine mit ihren kleinen, von Wollsäcken gekrönten Höhenzügen auf, welche aus der gänzlich versandeten Landschaft aufragen. An vielen Brüchen ist allerseits der matte, trüb bröckelige Granit noch in ziemlicher Tiefe durch den Betrieb aufgeschlossen und scharf abgeschieden liegt darin die dunkle kompakte und bis zur Oberfläche gleichmäßig verbandfeste Masse des basischen Gesteins.

Wenn Übergänge überhaupt in Frage kommen, so sind das schmale Zonen, die höchstens nach Dezimetern, häufig nur nach Zentimetern messen, in denen das dunkle Gestein die großen Feldspateinsprenglinge des Kristallgranits aufgenommen hat, während die Gesteinsmasse selbst fast ganz die normale basische Beschaffenheit und deren Verbandfestigkeit besitzt. Der verwitterte und verrostete Granit aber bröckelt von diesen noch zähen Massen ab und zeigt so ein ihnen gegenüber durchaus fremdartiges Verhalten. Aber auch außerhalb der Granitmasse selbst, in deren injizierten Kontaktbereich findet man Gänge und Lager derselben Gesteine, die sich von jenen im Granit ausschließlich durch ihre geringere Korngröße unterscheiden, wenn sie weiter von dem Massiv entfernt sind. Diese durchschnittlich viel dunkleren, frischen und verbandfesten Gesteine, welche hier als Redwitzite bezeichnet wurden, sind also völlig selbständige geologische Körper, deren Bildung allerdings nicht lange nach der Intrusion des Granites in das noch halbflüssige Hauptgestein erfolgt sein muß. In dieser Beziehung ergibt sich eine große Analogie zu den Pegmatiten, die randlich oft ebenso mit dem Granit verschweißt sind, wie die Redwitzite, von denen sie vor allem ihr aplitischer Habitus, ihre drusige Beschaffenheit und ihr hoher Gehalt an mannigfachen zufälligen Mineralien unterscheidet. Schon die dunkle Farbe der Redwitzite verweist auf den ersten Blick darauf hin, daß diese Gesteine der entgegengesetzten Reihe der Spaltungsgesteine, den Lamprophyren, angehören. Daraus

erklärt sich vor allem ihre außerordentlich schlierige und unregelmäßige Beschaffenheit, die eine der bezeichnendsten Erscheinungen der Lamprophyre ist. Die basischen Spaltungsprodukte erweisen sich ferner in all ihren Vorkommnissen als arm an Mineralbildnern. Wenn man auch viele Ähnlichkeit in den Verhältnissen der Redwitzite zu ihrem Nebengestein mit den Pegmatiten beobachtet, so fehlt deshalb den ersteren sowohl die drusige Struktur wie die an Mineralbildnern reichen Bestandteile von Turmalin, Flußspat, Topas usw. vollständig. Auch eine lösende Einwirkung auf das Nebengestein, das die Pegmatite so sehr auszeichnet, geht ihnen völlig ab. Es wurde in keinem einzigen der untersuchten Gesteine auch nur eine Spur von Granat, Andalusit, Kordierit, Sillimannit, Staurolith usw. aufgefunden, während ganz nahe dabei auftretende Pegmatite, die dieselben injizierten Schiefer durchsetzen, sich mit diesen Mineralien oft in hohem Maße beladen haben. Auch die dunklen Putzen, die man in den Redwitziten häufig findet, unterscheiden sich durch den völligen Mangel an solchen Bestandteilen von den aus der Resorption von Schiefern hervorgegangenen dunklen Putzen der Granite.

Eine fernere Eigentümlichkeit der Redwitzite beruht in den zahlreichen Schlieren und Gängen von echtem Aplit und Pegmatit, welche in allen diesen Vorkommnissen vorhanden sind und die, wie besonders hervorzuheben ist, in dem umgebenden Kristallgranit in außerordentlich viel geringerer Anzahl auftreten. Das sind Erscheinungen, wie sie viele zahlreiche Lamprophyre aufweisen, am schönsten wohl die von Barrois beschriebenen Kersantite von Brest. Es kann kein Zweifel sein, daß speziell die Redwitzitmassen bis in ihre äußerst feldspatfreien Ausläufer besonders die Möglichkeit für das Eindringen dieser entgegengesetzten Spaltungsprodukte des granitischen Magmas boten, da eben gerade dort, wo das an zweiartigen Metallen reichere Gestein zur Ausbildung kam, in der Tiefe ein an Kieselsäure und Alkalien reicherer Rest der abyssischen Spaltung zurückgeblieben sein muß. Manche dieser Aplite und Pegmatite sind so mit den Redwitziten verschweißt und verschmolzen, daß sie nur wie Schlieren aus dem Bruch des Gesteins hervortreten und vor allem auf den verwitterten Flächen als feste Rippen stehen geblieben sind. Andere setzen scharf abgegrenzt als Gänge oder Adern durch das dunkle Gestein, in ihrer

Zusammensetzung so gut wie unbeeinflußt von dem viel basischeren Nebengestein. Man wird dies am besten dadurch erklären, daß der Nachschub des in der Tiefe abgespaltenen sauren Magmaanteils schon einsetzte, als der basische früher emporgedrungene noch nicht ganz verfestigt war. Da bot sich die Möglichkeit, daß beim Zusammentreffen der beiden stammverwandten, kurz vorher entmischten Teile sich wieder die Typenvermischung einstellte. Diese aplitisch-pegmatitischen Nachschübe dauerten aber auch über den Prozeß der Verfestigung des Redwitzites hinaus fort und dann bildeten sich die scharf abgegrenzten Gänge.

Die durchschnittliche Zusammensetzung der Redwitzite steht zwischen derjenigen der Halblamprophyre und der Lamprophyre der granitischen Reihe, geht aber bis zu den allerbasischten Spaltungsprodukten. Damit stimmt auch das starke Zurücktreten des Zirkons und das ungemein reichliche Auftreten des Apatits überein, dessen Menge in den meisten Redwitziten die im Granit gewohnte um das zehn- bis hundertfache übertrifft. Mit dem lamprophyrischen Charakter stehen auch die großen von einem Korrosionsrand umzogenen Quarzeinschlüsse in Beziehung, sowie die Erscheinung, daß in den porphyrischen Ausbildungsformen Quarz und Orthoklaseinsprenglinge eine völlig abgeschmolzene Form haben. Die Redwitzite sind durchaus selbständige Nachschübe des granitischen Magmas, dessen Spaltungsprodukte sie darstellen: Sie sind also in chemischer und geologischer Beziehung ausgesprochen granitische Lamprophyre, die nicht nur durch ihre geologische Erscheinungsform, sondern auch durch zahlreiche, oben eingehender geschilderte petrographische Eigentümlichkeiten scharf geschieden sind von dem Tiefengesteintypus der Syenite und Diorite. Mit den Monzoniten, mit denen sie vom rein petrographischen Standpunkt öfters in Beziehung gebracht wurden, haben sie gar keine Verwandtschaft, da sie ausgesprechene granitische Bildungen sind und in ihrer ganzen Zusammensetzung vielmehr der granitische Charakter als der gabbroide der Monzonite hervortritt, so daß selbst ziemlich basische Gesteine der Redwitzitreihe noch ziemlich viel Quarz enthalten und der Feldspat so gut wie nie reiner Labrador wird.

Daß bisher solche körnige Gesteine nur ausnahmsweise als Lamprophyre bezeichnet wurden, beruht wohl in der

Hauptsache auf der eigenartigen Abgrenzung der „Ganggesteine" nach ihren Struktureigentümlichkeiten. Die Struktur ist allerdings bei den Redwitziten nicht panidiomorph, sondern in der Hauptsache wenigstens ausgesprochen granitisch und geht nur ganz ausnahmsweise in eine etwas aplitartige über. Es kann aber nicht zweifelhaft sein, daß bei einer Gruppe von Ganggesteinen, die so kurz nach der Intrusion des Granites in diesen eingedrungen sind, daß sie das noch nicht ganz verfestigte Magma noch antrafen, die Abkühlungsbedingungen sehr annähernd dieselben gewesen sein müssen, wie jene des Granites selbst und daß daher auch ihre Struktur sich um so mehr der granitischen nähern muß. Die Gruppe der Redwitzite stellt also die grobkörnige bis mittelkörnige Ausbildungsform der in den meisten Fällen sonst feinkörnigen bis dichten granitischen Lamprophyre dar, etwa wie der Pegmatit die grobkörnige Form der Aplite ist.

Zum Schluß erlaube ich mir, meinem hochverehrten Meister Herrn Prof. WEINSCHENK, auf dessen Anregung und unter dessen Leitung vorliegende Arbeit entstand, für seine liebenswürdige Unterstützung meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Herzlichen Dank auch Herrn Bergrat Prof. KLEMM in Darmstadt, der meine Arbeit mit großem Interesse verfolgte und mir in freundlichster Weise allerlei Vergleichsmaterial zur Verfügung stellte. Ferner erhielt ich einiges Material aus der mineralogischen Staatssammlung, wofür ich Herrn Geheimrat Prof. v. GROTH bestens danke.

Weiter verdanke ich eine Reihe von Handstücken und Schliffen der Güte des Herrn Stadtpfarrer GLUNGLER und schließlich bin ich noch dem bekannten Mineraliensammler Herrn Privatier OSCAR GEBHARDT in Marktredwitz, dessen Erfahrung mir bei der Arbeit im Gelände sehr zu statten kam, zu großem Dank verpflichtet.

München. Petrographisches Seminar der Universität im Dezember 1917.

[Manuskript eingegangen am 5. Februar 1918.]

---

2. Beiträge zur Kenntnis des oberpfälzischen Waldgebirges.

Von Herrn A. LEHNER in Würzburg.

(Hierzu Tafel II und 1 Textfigur.)

1. Der „Porphyr" von Pingarten bei Bodenwöhr.

Die am Westrande des Bayerischen bzw. Oberpfälzischen Waldes gang- und kuppenförmig auftretenden sauern porphyrischen Gesteine stellte GÜMBEL [1]) zur Familie der Quarzporphyre und teilte sie mit Rücksicht auf ihre Fazies in zwei durch Übergänge verbundene Gruppen. Die südlicheren Vorkommen faßt er wegen ihrer Pinitführung bzw. ihres Auftretens im Flußgebiete des Regen als Pinit- oder Regenporphyre zusammen — sie entsprechen nach neueren Untersuchungen [2]) dem Typus der granitporphyrischen Ganggesteine —, die nördlicher bei Weiden und Erbendorf auftauchenden Kuppen bezeichnet er dagegen als Porphyre im engern Sinne, d. h. als Quarzporphyre. Die Einreihung der letztern bei den quarzhaltigen, sauern Ergußgesteinen von annähernd permischem Alter dürfte wohl auch weiterhin berechtigt sein. [3])

Nun tritt aber abseits von diesen auf den äußersten Westrand des Gebirges beschränkten Vorkommen auch am Nordrande der Bodenwöhrer Bucht beim Dorfe Pingarten ein ähnliches Gestein auf, welches GÜMBEL in bezug auf Lagerung und Habitus als vermittelndes Bindeglied zwischen beiden Porphyrgruppen anspricht. In diesem Sinne bemerkt er u. a. darüber: [4]) „Der Porphyr von Pingarten hält bezüglich der Gesteinsbeschaffenheit wie nach seiner Beziehung zum Nachbargestein die Mitte zwischen beiden Porphyrtypen".

Nachfolgende Untersuchung der Pingartner „Porphyrkuppe" wird indes zeigen, daß wir es hierbei weder petro-

[1]) Siehe GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868.

Derselbe: Geologie von Bayern. II. Bd. Kassel 1894.

[2]) LEHNER, A.: Beiträge zur Kenntnis der Pinitporphyre des ostbayerischen Grenzgebirges. Dissert. Erlangen 1915.

[3]) Vgl. KRETZER, H.: Das Gebiet zwischen Weiden und Vohenstrauß. Dissert. München 1912.

[4]) GÜMBEL, C. W.: Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 669.

graphisch noch geologisch mit einem primären Gestein zu tun haben, welches einem echten Quarz- oder Granitporphyr an die Seite gestellt werden könnte, sondern mit einem diagenetisch ganz eigenartig veränderten Klastikum, das mit dem „Rotliegenden" daselbst in inniger Beziehung steht.

Zur petrographischen Untersuchung im Handstück und Dünnschliff stand mannigfaltiges, allerdings relativ unfrisches Material zur Verfügung.

Orthoklas: Makroskopisch fallen in diesem Gestein von Pingarten zunächst die Feldspäte durch ihre helle Färbung, die charakteristischen Umrisse sowie durch besondere Größe und Menge in die Augen. Wie der mikroskopische Befund ergeben hat, handelt es sich größtenteils um Kalifeldspat. Im frischen Bruche erscheinen diese Orthoklase von Farbe meist weißlich bis gelblich oder fleckig fleischrot, dabei durchgehends getrübt, matt bis durchscheinend; auf Spaltflächen zeigt sich lebhafterer Glasglanz. Während die mit der Verwitterung zunehmende rötliche Färbung von einer Imprägnierung mit Limonit herrührt, ist die weißliche Trübung jedenfalls einer beginnenden Zersetzung der Substanz oder auch einer inneren Zertrümmerung zuzuschreiben.

In ihren Umrissen entsprechen vor allem die umfangreicheren Individuen, welche idiomorphe Formen noch gut erkennen lassen, völlig dem monoklinen Kalifeldspate. Da mehr oder weniger isometrische Querschnitte überwiegen, deutet dies auf hauptsächlich dicksäulige Entwicklung; doch weisen mitunter gestreckte Umrisse auch auf das Vorkommen länglich säuliger Gestalten hin, wogegen die für dünntaflige Ausbildung bezeichnenden Querschnitte fast ganz zurücktreten. Bei den sehr häufig vorhandenen Zwillingsverwachsungen herrscht allgemein das Karlsbader Gesetz vor; doch konnte an einigen aus dem Gestein präparierten Einsprenglingen auch Verzwillingung nach Manebacher Art festgestellt werden.

Solche umfangreichere Orthoklase, von deutlich idiomorpher Entwicklung und mit erhaltenen ursprünglichen Flächen bilden etwa die Hälfte des Bestandes an Kalifeldspat; der andere Teil stellt nach seinen Umrissen Bruchstücke dieses Feldspats dar. Während die größern Orthoklase Breiten von 1,5—2,3 cm und Längen von 2—3 cm aufweisen, bewegen sich die kleinern Stücke in Ausmaßen von 1,5—0,5 cm und darunter. Bei letztern bilden wegen der vollkommenen Spaltbarkeit des Minerals scharfe Kanten

und Ecken die Regel. Auch an diesen Trümmern sind die Querschnitte noch z. T. isometrisch; öfter aber beobachtet man abgesetzte Konturen oder deutlich entzwei gebrochene, einseitig abgequetschte und zugespitzte Formen. Solche sekundäre Umrisse verleihen dieser zweiten Generation von Orthoklas einen breccienartigen Charakter. Doch ist der Gegensatz von zwei Generationen, wie er bei primären porphyrischen Gesteinen selten vermißt wird, hier stark verschwommen, weil zwischen großen idiomorphen Individuen und kleinsten Splittern alle Zwischenstufen vorhanden sind. Im übrigen zeigt der Orthoklas die bekannten Erscheinungen; zahlreich finden sich tiefschwarze Biotitblättchen eingeschlossen, die sich bei zunehmender Verwitterung mit einer Zone stärkerer Pigmentierung des Feldspats umgeben; nicht selten sieht man schon makroskopisch kleinere, rundliche oder gestreckte Quarzkörner als Einschlüsse oder nach Art eines Schriftgranits mit dem Feldspat verwachsen.

Das Bild im Dünnschliff entspricht dem makroskopischen Aussehen, nur treten die sekundären Erscheinungen noch augenscheinlicher hervor. Jedoch ist an den Spaltstücken eine Abrollung durch Wassertransport nicht nachweisbar. Sonst zeigt fleckenweise Trübung und bräunliche Körnelung die begonnene Verwitterung an. Reichliche Durchsetzung mit Albitspindeln, also mikroperthitischer Aufbau ist an den größeren Individuen regelmäßig zu beobachten. Außer Biotitlamellen und Quarzkörnchen sind zudem noch häufig Apatitsäulchen miteingeschlossen. Die Umrisse der Orthoklase im Dünnschliffe verstärken den Eindruck der Handstücke, daß ein klastisches Gestein von porphyrähnlicher Beschaffenheit vorliegt.

P l a g i o k l a s. Neben dem als Hauptbestandteil hervortretenden Kalifeldspat läßt sich ferner schon makroskopisch die Anwesenheit eines Plagioklases sicher erkennen; der letztere findet sich stets nur in kleineren Kristallen vor, die zwar meist noch ziemlich scharf umgrenzt, aber durchweg zu erdigen Produkten zersetzt sind. Diese weichen, kaolin- oder talkähnlichen Umwandlungssubstanzen sind häufig rotbraun bis violett oder gelbgrün und dabei fleckig imprägniert, seltener noch weißlich. Die Größe dieses ausschließlich isometrisch entwickelten Natronkalkfeldspats beträgt durchschnittlich bloß 3—5 mm, selten darüber, sie heben sich besonders als Einschluß im Kalifeldspat von dem relativ viel frischeren Orthoklas kräftig

ab. Unter dem Mikroskop ist infolge der Zersetzung in massenhafte, muskowitähnliche Schüppchen die Plagioklasstreifung kaum mehr oder nur noch an den Rändern zu erkennen. Mitunter konnten auch farblose Zoisitkörnchen als Bestandteil der Pseudomorphose festgestellt werden.

Für den Habitus des Gesteins kommt dieser Plagioklas wegen der Kleinheit der Individuen und der untergeordneten Menge kaum in Betracht. Nach makroskopischer Schätzung erreicht das Mengenverhältnis der beiden Feldspäte nur 1:8 oder 1:10.

Quarz. Quarz ist im Porphyr von Pingarten reichlich vorhanden, tritt aber in der Fazies des Gesteins gegenüber den helleren Orthoklasen und den farbigen Bestandteilen scheinbar etwas zurück. Meist von rundlichen oder wenig gestreckten Umrissen weisen die Körner den gewöhnlichen muschligen Bruch und glasig fettigen Glanz auf, ihre Farbe ist bald heller grau, bald dunkler rauchbraun, zum Teil mit schwachbläulichem Schimmer. Ausgelöste Körner lassen rauhe Oberfläche und unregelmäßige Begrenzung erkennen; ihr Durchmesser beträgt meist einige Millimeter, durchschnittlich 2—4 mm. Mitunter zu beobachtende gestreckte Quarzpartien bis 7 mm Länge sind in der Regel mit Feldspat verwachsen.

Mikroskopisch erscheinen die Umrisse der Quarzkörner etwas mannigfaltiger, sie sind teils mehr rundlich, teils oval, ohne daß idiomorphe Formen deutlich zu erkennen wären. Dagegen sind die Individuen öfter in einige zusammenhängende Stücke zerteilt, abgebrochen oder zerquetscht, seltener spindelförmig auseinandergezogen, häufig aber dem muschligen Bruche entsprechend randlich gekerbt und scharfkantig krumm abgesplittert. Vereinzelt auftretende gerade Kanten dürften wohl als xenomorph zu deuten sein. Innere Spannungen mit undulöser Auslöschung fehlen fast gänzlich; dagegen ist die konstante Erfüllung mit breiten Bändern von Flüssigkeitseinschlüssen bemerkenswert. Beim Quarz tritt der Gegensatz zwischen Einsprenglingen und deren Trümmern nicht so augenscheinlich hervor wie beim Orthoklas; da aber idiomorphe Umrisse bei ersterem vollständig fehlen, so entstammen die Quarzkörner jedenfalls eher einem Granit als einem Quarzporphyr.

Glimmer. Als Hauptgemengteil tritt neben Orthoklas und Quarz nur noch Biotit auf, und zwar gleichzeitig als einziges farbiges Mineral. Die seltener vorkommenden kompakten Säulchen von durchschnittlich 1—3 mm Höhe

weisen deutlich idiomorphe Begrenzung auf, und stellen jedenfalls die ursprünglichen Individuen dar. Meist sind sie jedoch zerdrückt und aufgeblättert, so daß man nur abgespaltene dünnere Blättchen von 2—3 mm Breite beobachtet. Mitunter ist der Biotit in Putzen oder Nestern angehäuft, dabei gewöhnlich von Feldspat durchsetzt. Manchmal erscheinen Glimmerblättchen lagenweise um Feldspateinsprenglinge gedrängt und deren Oberflächen angeschmiegt, nicht selten in größeren Individuen denselben randlich eingewachsen.

Während für die größeren Blätter die relative Frische bei tiefschwarzer Farbe und metallartigem Glanze im allgemeinen bezeichnend ist, zeigen die kleinern Glimmerlamellen, mit denen besonders die Grundmasse des Gesteins reichlich durchmengt ist, erheblich schlechteren Erhaltungszustand. Der Glanz ist matter, die Farbe mißtöniger bräunlich oder grünlich; entsprechende Erscheinungen beobachtet man im Dünnschliff. Der frische Biotit weist kräftigen Pleochroismus von honiggelb zu tiefdunkelbraun auf, bei zunehmender Verwitterung mischen sich vor allem randlich und in der Nähe von Spaltfugen grünliche Töne mit ein. Bei starker Zersetzung erweisen sich die Glimmersäulchen wie gequollen infolge Abscheidung tiefbrauner Erzkörnchen zwischen den Spaltrissen, wobei die Brauneisenerzschmitzen die bald mehr muskowitische, bald mehr chloritische Unterlage fast ganz verdecken. Ist dieser Eisengehalt durch die Atmosphärilien extrahiert, so hinterbleibt teils ein farbloser Kaliglimmer, teils ein schwach pleochroitischer grüner Glimmer von der Beschaffenheit eines Chlorits.

Wie bei den andern Hauptgemengteilen ist auch beim Biotit durch die allmähliche Größenabnahme der Blättchen der Gegensatz zwischen Einsprenglingen und Grundmasse stark verwischt, wobei sich die massenhaften Glimmerflitterchen als mechanisch abgespaltene und zerstückelte Lamellen der größeren Säulchen erweisen.

Grundmasse. Die sogenannte Grundmasse läßt durchwegs denselben Mineralbestand erkennen, wie er in umfangreichen Einsprenglingen zutage tritt; auch das Verhältnis der Gemengteile zueinander ist dasselbe geblieben. In dem vollständig mit Brauneisenerz durchtränkten Grus herrschen nach Zahl und Größe wiederum weiße oder rötliche Orthoklase vor, die sich unverkennbar als abgesplitterte Stückchen erweisen. Dazu kommen kleine Quarzkörnchen und reichliche Glimmerfetzchen. Unter dem

Mikroskop ergibt sich das entsprechende Bild: ein bis zu feinstem Sand zerbröckeltes Quarz-Feldspataggregat, vermischt mit Biotitblättchen bzw. den daraus hervorgegangenen Chloritschüppchen und Limonithäufchen. Dazu gesellen sich nur noch Körner von Apatit und Zirkon. Im frischen Handstück ist der Ton des Pigments braunrot mit einem Stich ins kirschrote, so daß in einem vorhergehenden Stadium ein mehr hämatitisches Eisenerz als Bestandteil der Grundmasse anzunehmen ist, welches jedoch durch die Verwitterung in rotbraunen Limonit übergegangen ist. Im übrigen weist diese dunkelbraungefärbte Grundmasse erdige Beschaffenheit mit kräftigem Tongeruch auf.

Struktur. Läßt schon die Mikrostruktur des „Porphyrs" von Pingarten kaum einen Zweifel an seiner sekundären Entstehung, so erhebt die Makrostruktur in Verbindung mit der Lagerung die Ansicht von der klastischen Natur dieses Gesteins zur Gewißheit.

Die beteiligten Mineralien entsprechen in ihrer Kombination unter Berücksichtigung des Vorwiegens von Orthoklas etwa einem Porphyrgranit. Doch tritt nicht nur innerhalb der ganzen „Porphyrkuppe", sondern oft schon im Handstück der horizontale und vertikale Wechsel im Habitus des Gesteins auffällig hervor. Sieht man nämlich zunächst von der trümmerhaften Struktur ab, so nähert sich ein Teil des Porphyrs nach Korngröße und mehr oder weniger gleichmäßiger Verteilung der Bestandteile etwa einem mittelkörnigen Granit- oder Quarzporphyr. (Vgl. Taf. II, Fig. 1—4.) In einer anderen Modifikation gelangt der Kalifeldspat mit umfangreichen Individuen, welche mitunter nesterartig beisammen liegen, in Vormacht, so daß solche an Feldspatstücken überreiche Typen den Eindruck einer Kristallgranitbreccie erwecken. Schließlich trifft man noch Abarten des Gesteins an, in welchen größere Einsprenglinge zurücktreten, so daß man nur mehr die Grundmasse des „Porphyrs" vor sich hat. Diese meist sehr glimmerreichen Varietäten gewinnen Ähnlichkeit mit einem rotbraunen, stark tonigen Glimmersandstein oder mit sogenannten Arkosen von mittlerem bis feinem Korn.

Die Art des Nebeneinandervorkommens dieser Gesteinsmodifikationen ist zudem sehr charakteristisch; vielfach trifft man innerhalb eines Handstücks zwei Varietäten an, von denen z. B. der eine Teil Agglomerationen von Orthoklastrümmern mit wenigen eingestreuten Plagioklasen aufweist, außerdem Quarzkörner und Biotitblätter, die von

einem feinerkörnigen Grus verkittet sind, der andere Teil das starke Zurücktreten der Einsprenglinge und entsprechende Anreicherung der Grundmasse erkennen läßt. Solche petrographisch deutlich unterscheidbare Abänderungen gehen aber nicht plötzlich, sondern allmählich, wenn auch in relativ schmaler Zone ineinander über; es handelt sich demnach nicht etwa um fremde Einschlüsse, sondern um Abarten in der Fazies eines und desselben Komplexes. In Anbetracht der klastischen Natur des Gesteins kann man diese Variabilität nur als beginnende Schichtung deuten, welche auf dem Wege vom Muttergestein zu der gegenwärtigen Lagerungsstelle stattgefunden hat. Verfolgt man nämlich die Verbreitung jener Modifikationen im Anstehenden, so erkennt man leicht, daß ihre Verteilung innerhalb der Porphyrkuppe eine ziemlich gleichmäßige ist. Überall trifft man die verschiedenen Gesteinsvarietäten unmittelbar nebeneinander und zwar jede nur in geringer Ausdehnung. Untersucht man z. B. auf die besonders in die Augen fallende feinkörnige Abart vom Aussehen einer braunen Arkose, so findet man sie stets nur in engbegrenztem Umfange zur Entwicklung gelangt, oft keilt sie sich sogar innerhalb eines Handstücks allseits aus, mitunter weisen ihre Vorkommen mehr knollenförmige Umrisse von höchstens Kopfgröße auf, meist aber handelt es sich um Einlagerungen von linsen- bis flachscheibenförmiger Gestalt. Analog treten die orthoklasreichen Varietäten nicht in durchgehenden Lagen auf, sondern nur als lokale Anhäufungen, welche sich wegen der genetischen Übergangsbildungen nur unscharf von den anderen abgrenzen.

Dieser eigenartige Fazieswechsel auf engem Raume kann nur dadurch erklärt werden, daß ähnlich wie in vulkanischen Tuffablagerungen bei der Entstehung dieses Gesteins eine teilweise, wenn auch unvollständige Sortierung des Materials durch Wasser stattgefunden habe. Infolge solcher Ausschlämmung an Ort und Stelle gelangten die kleineren Bestandteile, vor allem Biotitblättchen und das toniglimonitische Bindemittel lagen- und schmitzenweise zur Ausscheidung, während sich durch den gleichen Prozeß die zurückbleibenden Einsprenglinge anhäufen mußten. Jedoch ist infolge Platzmangels und ungenügenden Transportes weder vertikal noch horizontal die Seigerung der Gemengteile soweit fortgeschritten, daß man von Schichtung im sedimentpetrographischen Sinne sprechen könnte.

GÜMBEL entging die Mannigfaltigkeit in der Ausbildung des Pingartner Gesteins keineswegs; in Konsequenz seiner Auffassung des Ganzen als einer Quarzporphyrkuppe bezeichnete er aber die entsprechenden Varietäten als „Porphyrtuff" und „Porphyrbreccie",[5]) eine Deutung, welche mit Rücksicht auf den makroskopischen Habitus der betreffenden Modifikationen wohl nahe liegt, einer genaueren Untersuchung aber nicht standhalten kann.

Die Beweise für die klastische Natur und sekundäre Entstehung jenes „Porphyrs" werden noch ergänzt durch das Auftreten zufälliger Bestandteile, sowie den Zusammenhang mit dem „Rotliegenden", in welch letzterem diese Gesteinskuppe nach GÜMBELS Ansicht aufsetzen soll.

An manchen Stellen nur sehr zerstreut, andernorts stärker gehäuft, trifft man nämlich Einschlüsse an, die nach Struktur und Zusammensetzung zweifellos exogener Herkunft sind. Gelbrötliche Feldspäte, graue Quarzkörner und schwärzliche Glimmerblättchen bilden bei gleichmäßig körniger Verwachsung in diesen Brocken ein Gestein, welches makroskopisch und im Dünnschliff das Aussehen eines feinkörnigen Granits bietet. Die Abgrenzung dieser Trümmer vom umgebenden Gestein ist stets sehr scharf, denn die bedeutenden Unterschiede in Habitus, Struktur, Korngröße und Färbung, heben die hellgrauen Granitstücke von dem rotbraunen Porphyr hinreichend ab. Die Umrisse dieser akzessorischen Bestandmassen erscheinen bald mehr plattig oder parallelepipedisch, bald mehr knollenförmig, wobei ihr Umfang zwischen Faust- und Kopfgröße schwankt; die Kanten und Ecken sind gewöhnlich schwach abgerundet. Das Vorkommen dieser Granitbrocken im Muttergestein ist weder an bestimmte Lagen noch an einzelne Porphyrvarietäten gebunden; doch kann man an einigen Stellen eine Anreicherung derselben nicht verkennen, während sie andernorts nur sehr vereinzelt aufzufinden sind.

Auch GÜMBELS guter Beobachtung mußten diese Einschlüsse auffallen; allerdings zwang ihn seine Anschauung, es handle sich hier um ein Ergußgestein, Beschaffenheit und Herkunft der Trümmer zu verkennen. Seine Bemerkung:[6]) „Große Brocken eines grünlichgrauen Sandsteins, die von Porphyr und Porphyrtuff eingeschlossen

---

[5]) Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 669 und 679.
[6]) Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 679.

sind, deuten das spurenweise Vorkommen des tiefern Rotliegenden an," bezieht sich ohne Zweifel hierauf. Er faßt also die Einschlüsse als aus der Tiefe emporgerissene Sandsteinbrocken auf, welche dem hier vermuteten untern Rotliegenden entstammen sollen. Bei der geologischen Aufnahme dieses Gebietes um Pingarten hat nämlich GÜMBEL in unmittelbarem Zusammenhange mit der Porphyrkuppe Schichten aufgefunden, die er wegen ihrer petrographischen Eigenart und des Auftretens zwischen dem Urgebirge und der Trias der Bohrenwöhrer Bucht als „Rotliegendes" bezeichnet. Er bemerkt darüber u. a.:[7]) „Rote Konglomerate und rote, grünfleckige Schiefer findet man, von Gebirgsschutt bedeckt, in dem Graben zunächst westlich vom Dorfe Pingarten zwischen Porphyr und Urgebirge angedeutet." Tatsächlich stößt man auf dem Fahrwege nach Taxöldern in einem Hohlwege auf sekundäre Bildungen, welche nicht nur der GÜMBELschen Beschreibung entsprechen, sondern auch mit Ablagerungen des Perms am westlichen Rande des Bayerischen Waldes, z. B. bei Schmidgaden oder Luhe, Ähnlichkeiten aufweisen. Bei weiteren Nachgrabungen fielen mir hier hellere Knollen auf, die durch Verwitterung zwar stark zermürbt, jedoch nach Struktur und Mineralbestand leicht als Trümmer von feinkörnigem Granit zu bestimmen sind. Neben den zersetzten weißerdigen Feldspaten erkennt man noch deutlich die Quarzkörner und Biotitblättchen. Ein Teil dieser Brocken ist infolge Eindringens der Tagewässer zu einem knetbaren Lehm zermürbt, größere Stücke zeigen noch einen festeren Kern. Diese gewöhnlich über faustgroßen Granitbrocken kommen hier in einem rotbraunen, von grünen und grauen Streifen durchzogenen Letten, stellenweise auch in etwas gröberkörniger Arkose vor und entsprechen offenbar den Einschlüssen im Porphyr von Pingarten.

In neuerer Zeit sind ferner durch einen Aufschluß zwecks Tongewinnung auch südöstlich der Porphyrkuppe Schichten desselben „Rotliegenden" in ähnlicher Fazies aufgedeckt worden; doch gleichen hier die Gesteine fast ganz den Porphyrvarietäten, mit Ausnahme der Festigkeit. Nicht bloß die mineralische Zusammensetzung erscheint in beiden Gesteinen identisch, sondern auch die Makrostruktur. Die begonnene Seigerung des Materials durch Wasser tritt auch in diesen Sedimenten unverkennbar zutage, indem einerseits

---

[7]) Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 679.

einzelne Schmitzen einsprenglingsärmer, andererseits manche Linsen mit Feldspaten angereichert sind. Im Gegensatz zu der Kompaktheit des Porphyrs weisen indes diese Ablagerungen ziemlich lockere Beschaffenheit auf. Außerdem sieht man gerade in diesem Aufschlusse sehr günstig, wie zahlreiche Brocken von Ganggranit dem Sedimente einverleibt sind, und zwar nicht auf bestimmte Horizonte beschränkt, sondern ähnlich glazialen Bildungen regellos verteilt, aber auch stellenweise gehäuft. Manche dieser Granittrümmer gehen unter Zurücktreten des Glimmers in aplitische oder durch Zunahme der Korngröße in pegmatitische Ausbildung über.

Der Vergleich dieser „Rotliegend"-Schichten mit dem „Porphyr" von Pingarten läßt in hohem Grade auffallend erscheinen, daß nicht nur Zusammensetzung und Struktur, sondern auch die eigenartige Variabilität der Fazies und der Einschluß von Granitbrocken beiden Gesteinen gemeinsam sind. Nur die Art der Verfestigung bedingt einen offenkundigen Unterschied. Solche Tatsachen legen die Vermutung nahe, daß die ausgesprochen sedimentären Ablagerungen, welche sich nordwestlich und südöstlich der Porphyrkuppe ausbreiten, entweder nur einen durch Verwitterung entstandenen Schuttmantel darstellen, oder daß umgekehrt der „Porphyr" Gümbels nur als ein lokal in besonderer Weise verfestigter Teil jener „Rotliegend"-Scholle zu betrachten sei.

Weitere Untersuchungen haben letztere Annahme als die richtige erwiesen. Zunächst konnte ich feststellen, daß der Porphyr einen integrierenden Bestandteil des ganzen Komplexes bildet, der nach Nordosten jäh am „Pfahl" abbricht, ohne jenseits dieses Quarzganges mehr Spuren einer Fortsetzung zu zeigen. Nach den drei anderen Seiten geht die Kuppe rasch unter Verlust ihrer Festigkeit in lockere Ablagerungen über, wobei sich die Grenze im Terrain deutlich durch eine Höhenstufe ausprägt. Die Ursache aber, weshalb dem einen, mehr zentralen Teile eine relativ große Widerstandsfähigkeit zukommt, ist in dem Umstande begründet, daß der „Porphyr" eine vollständige Imprägnation mit Fluorit aufweist, während die Schichten des „Rotliegenden" nur mechanisch verfestigt sind.

Gümbel erwähnt hierüber u. a. folgendes:[8]) „An die Flußspatgänge der Naabgegend reihen sich zunächst jene

[8]) Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 519.

bei Pingarten unfern Bodenwöhr, die im Porphyr aufsetzen. Es sind hier auf dem sogenannten Kolmberge mehr Adern und Schnüre als eigentliche Gänge, welche den Porphyr vielfach durchschwärmen." Außer solchen stärkeren Trümmern ist nun aber die ganze Porphyrkuppe von massenhaften Adern dieses Minerals durchsetzt, so daß man kaum ein Handstück antrifft, welches nicht Schnürchen davon enthielte. Auch das Gestein selbst ist von kleinsten Drusenräumen erfüllt, die oft erst mit der Lupe erkennbar, durchweg mit Fluoritkriställchen ausgekleidet sind. Im Dünnschliff erkennt man diese Imprägnierung an der Isotropie des mikrokristallinen Kittes, der sehr häufig an rundlichen oder gestreckten Hohlräumen in Drusen ausläuft; schmale Äderchen, welche entweder mit derbem, farblosem und fleckig violettem Fluorit angefüllt sind oder aber in der Mitte in würfelig ausgebildete Kristallkrusten übergehen, sind unter dem Mikroskop eine konstante Erscheinung. Besonders die einem rotbraunen Sandsteine ähnlichen Schmitzen im Porphyr erweisen sich im Dünnschliff als reichlich durchsetzt mit fast ringsum entwickelten, scheinbar schwebend gebildeten Fluoritwürfelchen.

Neben dem tonig-limonitischen Zement ist demnach Flußspat als eigentliches Bindemittel im Pingartner Porphyr anzusehen, eine Tatsache, welche GÜMBEL entgangen zu sein scheint. An dem petrographischen Habitus dieses Gesteins beteiligen sich nunmehr folgende Komponenten: 1. Einsprenglinge, 2. klastischer Grus, 3. tonig-limonitisches Bindemittel, 4. Flußspat. Solche Zusammensetzung und Struktur ergeben ohne weiteres, daß es sich um kein primäres Gestein handelt, weshalb die Unterscheidung von Einsprenglingen und Grundmasse ebenso ungeeignet ist wie die Bezeichnung als Porphyr. Verfolgen wir den Verlauf dieser diagenetischen Veränderung etwas näher. Von einer Spalte aus, die sich durch irgendwelche tektonische Ursachen am „Pfahl" öffnete, drang heiße Minerallösung in die darüberliegenden Sedimente ein und suchte sich nach allen Seiten auszubreiten; doch zwang mit zunehmender Entfernung vom Ausgangspunkt eine relativ rasche Erkaltung zur Kristallisation. Dadurch kam in erster Linie die völlige Imprägnierung des Gesteins und die Bildung kleinster Drusenräume zustande, wie sie den Porphyr charakterisieren. Infolge Kontraktion bei dieser ersten Verfestigung zerriß aber dann das Gestein nochmals unter Entstehung größerer Klüfte, welche durch neue Zufuhr von

Minerallösung wieder mit Fluoritkrusten ausgekleidet wurden. Die Zusammenziehung des Gesteins nach der Imprägnation erfolgte offenbar ziemlich kräftig; denn es ist häufig zu beobachten, daß nicht nur große Orthoklaseinsprenglinge mitten durchgerissen sind, sondern auch die konglomeratartig eingeschlossenen Brocken von Granit, so daß Fluoritäderchen ohne Unterbrechung durch beide hindurchsetzen.

Ferner konnte festgestellt werden, daß sich als Bindemittel des Gesteins nur Flußspat vorfindet; erst auf stärkeren Adern tritt regelmäßig gelblicher Schwerspat hinzu, der sich an wenigen Stellen zu bedeutenderen Gängen anreichert. Daneben trifft man mitunter dichten bzw. mikrokristallinen Quarz, sogenannten Hornstein, als Kluftfüllung an. Da sich konzentrisch gegen den „Pfahl“ hin am Kulmberg, etwa in der Mitte der Porpyhrkuppe die Klüfte verstärken und zusammendrängen, dürfte dort auch die Aufbruchstelle und der Ausgangspunkt für die Durchtränkung jener Ablagerungen zu suchen sein.

Aus dem bisherigen Befund geht ohne Zweifel hervor, daß diese Gesteine von Pingarten, vor allem der fluoritisierte Teil der Kuppe, mit einem Quarz- oder Pinitporphyr nichts zu tun haben; das Material hierzu entstammt vielmehr dem nahen Grundgebirge, von dem die Sedimente nur durch den „Pfahl“ getrennt sind. Unmittelbar hinter letzterem steht der im Ostbayerischen Grenzgebirge so verbreitet auftretende „Kristallgranit“, ein mit großen Orthoklaseinsprenglingen porphyrartig erfüllter Granit an. Mit ihm stimmen jene Ablagerungen mineralogisch noch vollkommen überein, während die Struktur durch die Sedimentation und Diagenese Veränderungen erfahren hat; ihre Beschaffenheit erweckt den Eindruck, daß die Verwitterungsprodukte jenes porphyrgranitischen Muttergesteins durch bestimmte (noch zu erörternde) Ursachen in Bewegung gesetzt und als Schuttstrom am Gebirgsrande abgelagert wurden. Daß aber hierbei kein längerer Transport stattgefunden hat, beweisen die scharfeckigen Feldspatbruchstücke und die erst begonnene Sortierung der Bestandteile durch Wasser. Die Einlagerung von Granitbrocken findet ihre Erklärung in der Tatsache, daß nur etwa 50 m entfernt ein Gang von feinkörnigem Granit vorbeistreicht; dort trifft man noch jetzt an der Oberfläche die nämlichen Brocken dieses plattig absondernden Gesteins, welches gegenüber dem grobkörnigen Kristallgranit langsamer verwittert und daher länger erhalten bleibt. Bei der Ab-

räumung der damals eluvialen Granitschuttmassen des Grundgebirges wurden dann solche Brocken mit eingeschlossen.

Vor Untersuchung der Lagerungsverhältnisse dieser Schichten, welche zu einer Bestimmung ihres Alters führen werden, und der tektonischen Ursachen, welche ihre Ablagerung veranlaßt haben, soll nun aber zuerst die Frage aufgeworfen werden, ob ein Gestein vom Habitus des Pingartner, das selbst GÜMBEL Anlaß zur Verwechslung mit primärem Porphyr geben konnte, noch mit den hergebrachten Namen bezeichnet werden kann. Abgesehen von der jeweiligen Art der Verfestigung (mechanisch, verkieselt) sind ja Gesteine von solchem Typus besonders in den Sedimenten des Paläozoikums sehr verbreitet; sie umsäumen in ähnlicher grobkörniger Fazies fast alle Ränder der älteren Rumpfgebirge, aus deren Graniten und Gneisen sie großenteils, und zwar vielfach ohne erhebliche Sichtung des Materials hervorgegangen sind. Derartige Gesteine von grobem Korn sind schwerlich unter den bisherigen Begriff der „Arkosen", „Konglomerate" oder „Breccien" zu bringen.

Definiert man nach ZIRKEL[9]) Arkose als „ein aus der Zerkleinerung von Graniten, auch wohl Gneisen hervorgegangenes, hellfarbiges Schuttgestein, einen Feldspat-Quarz-Glimmersand", so erscheint hierbei die Zerkleinerung zu Sand als ein wichtiges Merkmal, wie denn auch in der heutigen Sedimentpetrographie wohl allgemein mit „Arkose" der Begriff des mittleren bis feinen Korns und dadurch eine weitergehende Ähnlichkeit mit Sandsteinen oder Grauwacken verbunden ist. Auch ROSENBUSCHS Definition:[10]) „Arkose ist ein feldspatreicher Sandstein von granitähnlichem Aussehen (regenerierter Granit), dessen Feldspat meistens stark in Kaolin oder Muskowit verwandelt ist", umfaßt höchstens solche Feldspatsandsteine, die entweder aus feinerkörnigem Granit hervorgegangen sind, oder deren Material vom Muttergestein her durch Transport zerkleinert worden ist.[11]) Für Gesteine von der Beschaffenheit des Pingartner Vorkommens trifft ferner die Benennung als „Konglomerat" oder „Breccie" ebensowenig das richtige, da einerseits abgerollte Geschiebe fehlen, andererseits die Bezeichnung „Breccie" (und Mylonit) bis jetzt vorwiegend

---

[9]) Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl., III. S. 651.

[10]) Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. 1910. S. 512.

[11]) Vgl. auch SALOMON, W.: Die Definitionen von Grauwacke, Arkose und Ton. Geolog. Rundschau. 1915 (VI.). S. 398.

auf Bildungen beschränkt war, die aus der Zertrümmerung von Gesteinen durch tektonische und gebirgsbildende Prozesse entstanden sind.

Während also für die fortgeschritteneren Stadien der Arkosen und Sandsteine die bisherige Umgrenzung genügt, ist für die den Arkosen vorangehende Phase der Sedimentation, d. h. jene des „verfestigten Granitschuttes", soweit dieser durch sein grobes Korn mit einem Porphyr Ähnlichkeit erlangt, eine Neubenennung sicher zu rechtfertigen. Bei der überwiegenden Zusammensetzung der kristallinen Grundgebirge aus Graniten und (granitischen) Gneisen würde die Bezeichnung als „G r a n i t o s e n" jedenfalls die Hauptmengen jener Klastika umfassen; da aber nicht in allen Fällen das Muttergestein einheitlich oder nachweisbar ist, weil ähnliche Sedimente häufig auch aus andern Eruptiven, besonders Quarzporphyren, hervorgegangen, dürfte eine allgemeinere Benennung, nämlich „P o r p h y r o s e" vorzuziehen sein. Will man also den Begriff der „Porphyrosen" umschreiben, so könnte dies etwa folgendermaßen geschehen:

„Unter Porphyrosen versteht man aus grobkörnigen bzw. porphyrischen Primärgesteinen entstandene und im ersten Stadium der Sedimentation wiederverfestigte Bildungen, deren Gemengteile weder stärker abgerollt noch geschichtet sind. Setzt sich die Porphyrose vorwiegend aus Granit- oder granitischem Gneisschutt zusammen, so bezeichnet man sie als „Granitose". Die Porphyrosen bilden sonach das verbindende Zwischenglied einerseits zu den (feiner- und gleichmäßigerkörnigen) Arkosen, andererseits zu den primären Gesteinen, Porphyren, Graniten und Gneisen.

Es braucht kaum betont zu werden, daß vorstehend charakterisiertes Gestein vom K u l m b e r g e bei P i n g a r t e n den Typus einer solchen Granitose darstellt; gleichzeitig bietet es aber auch einen vorzüglichen Beleg für F l u o r i t a l s G e s t e i n s b i n d e m i t t e l, wie er in so ausgezeichneter Weise bis jetzt kaum aufgefunden wurde.[12])

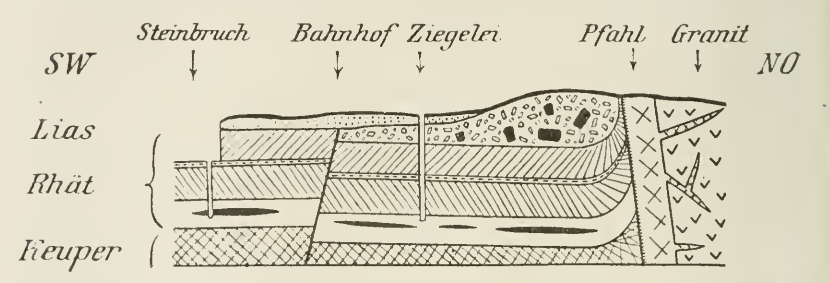
---

[12]) Die „Bayer. Hartstein-Industrie Akt.-Ges. in Würzburg" hat einige Jahre hindurch (1906—1911) den Kulmberg auf „Quarzporphyr" abgebaut. Das an der Südwestseite der Kuppe in jährlich etwa 30 000 Tonnen geförderte Gestein diente vorwiegend zum Unterbau der Bahnstrecken Bodenwöhr—Neunburg v. W. und Bodenwöhr—Nittenau; an diesen Bahnlinien findet man daher auch prächtige Blöcke mit reichlichen Adern von Flußspat.

2. Die Lagerungsverhältnisse bei Pingarten.

Um über das Alter des von Gümbel als „Porphyr“ beschriebenen Gesteins, welches im Vorausgehenden als Sediment bestimmt wurde, sowie der von ihm als „Rotliegendes“ angesprochenen Schichten bei Pingarten genauere Anhaltspunkte zu gewinnen, untersuchte ich[13]) die Lagerungsverhältnisse dortselbst 1917 nochmals eingehender. Einen Teil meiner Beobachtungen habe ich schon 1914 auf einer Exkursion mit Herrn Professor Dr. L. Krumbeck, Erlangen, gesammelt, auf dessen inzwischen erschienene Veröffentlichungen hiermit verwiesen sei.[14])

Zunächst galt es, das bei Erzhäuser erschlossene Profil, welches fast senkrecht zum Gebirgsrande eingeschnitten ist und den „Pfahl“ quer durchsetzt, einer Nachprüfung zu unterziehen. Von Nordost nach Südwest folgt hier, wie die Skizze zeigt, auf einen stark verwitterten



Profil bei Pingarten.

und von Quarzapophysen durchzogenen Kristallgranit der hier etwa 30 m mächtige „Pfahl“ als ein intensiv zertrümmerter Quarzgang, hierauf eine ungefähr 1,5 m breite Übergangszone von eigentümlich sandiger Beschaffenheit und schließlich in größerer Ausdehnung die früher beschriebenen Granitosen.

Der Pfahlquarz, welcher in seiner Hauptmasse hellgraue Färbung mit bläulicher und grünlicher Tönung zeigt, hat hier an der südwestlichen Gangwand eine auffallende Dunkelfärbung angenommen. Die mineralogische Untersuchung ergab, daß es sich hierbei um eine kräftige Im-

---

13) Durch die Teilnahme am Feldzuge darin unterbrochen.

14) Krumbeck, L.: Einige geologische Beobachtungen im Bodenwöhrer Becken. Sitzber. d. Phys. Med. Soc. Erlangen, Bd. 46 (1914), S. 121—143.

prägnation mit Manganerz handelt; der Gang, dessen Klüfte sonst meist durch reinweiße Quarzadern ausgeheilt sind, wurde an dieser Seite von aufsteigenden, Mangansalz enthaltenden Lösungen durchtränkt, weshalb man eine bis ins Kleinste gehende Inkrustierung, nämlich feine Äderchen und Hohlräume mit einem stalaktitisch und derb abgesetzten, psilomelanartigen Mineral beobachten kann. Die nur zirka 30 cm breite Zone manganitischer Imprägnierung geht rasch nach dem Ganginnern zu in den gewöhnlichen Pfahlquarz über. Solches Auftreten von Mangankrusten auf Klüften des „Pfahls" ist übrigens weiter nordwestlich am Eichel- und Hirschberg bei Taxöldern in viel ausgedehnterem Maße zu verfolgen.

Das größere Interesse erregt aber jedenfalls die zwischen Pfahl und „Rotliegend"-Schichten eingeschaltete Bildung. Für ihre Deutung erscheint von vornherein wichtig, daß ihr zahlreiche Brocken von Quarz beigemengt sind, die nach ihrem Habitus nur dem angrenzenden Pfahl entstammen können, auch findet gegen diesen hin unverkennbar eine Anreicherung und Größenzunahme der Brocken statt, während solche nach der andern Seite nur in vereinzelten Stückchen bis zur Granitose durchdringen. Den Übergang zum Sandstein vermitteln zunächst als eine Art Kluftbesteg Schmitzen von grau- bis braunschwarzem Letten, der sich aber mehr sandig als tonig und als deutliches Zerreibungsprodukt von Pfahlquarz erweist. Nun sind aber auch die den Sandstein selbst durchsetzenden Brocken von dunkelbraunem Quarz zermürbt und verbröckeln unter der Hand, da gerade dieser Horizont den Tagewässern leicht Zutritt gestattet. Durch derartige verwitterte Quarzstücke entstehen dunkle Putzen von zum Teil braunkohlenhaftem Aussehen, die aber mit organischen Resten nichts zu tun haben. Weder in dieser Schicht noch in der darunterliegenden konnte ich kohlige Bestandteile entdecken, wie sie KRUMBECK vorgefunden haben will.[15])

Behufs näherer Bestimmung unterwarf ich Proben dieser Schicht einer mechanischen Analyse. Die Bildung hat zweifellos ein sandsteinartiges Gepräge, zeigt helle gelbliche Färbung und besteht vorwiegend aus dreierlei Gemengteilen, nämlich groben, dunkelgefärbten, eckigen Quarzstücken, kleineren grauen gerundeten Quarzkörnern und einem gelblichen tonigen Bindemittel. Die Schlämmung

---

[15]) loc. cit. S. 134.

und Siebung einer trockenen Probe von 250 Gramm ergab 27 g Quarzbrocken, 160 g Sand und 63 g Ton. Der tonige Gemengteil besteht aus feinsten Flitterchen von erdiger Beschaffenheit und graugelber Färbung ohne makroskopisch näher bestimmbare Einzelheiten. Glimmerblättchen fehlen gänzlich, nur winzige, unter der Lupe noch erkennbare, weißliche Körnchen weisen auf kaolinisierte Feldspatreste hin. Im übrigen ist dieser Ton feucht schneid- und knetbar und knirscht zwischen den Zähnen nicht. Die Hauptmasse des Gesteins bildet indes ein mittel- bis feinkörniger Sand, der zum größern Teil aus durchscheinenden und mehr oder weniger, jedoch deutlich abgerollten Quarzkörnern sich zusammensetzt; daneben trifft man noch untergeordnet Stückchen eines fleischroten und eines weißlichen Feldspats, sowie kleine schwarze Glimmerblättchen, wodurch der helle Sand unter der Lupe ein buntgetüpfeltes Aussehen erhält. Hierzu gesellen sich in geringerer Zahl Brocken von oft über Haselnußgröße eines hornsteinartigen Quarzes in teils grauen oder grünlichen, teils schwarzen Tönungen; neben dichter Beschaffenheit trifft man auch luckig-drusige Entwicklung an. Jedenfalls kennzeichnen sich diese, nur wenig abgerundeten Quarzstücke als dem ursprünglichen Sandstein fremde Beimengungen, die allem Anscheine nach erst später hineingeraten sind. Nach Entfernung der gröbern Brocken von Quarz resultiert bei inniger Durchmischung ein heller Quarzsand ohne stärkere Eisenpigmentierung, aber mit gelblich lehmigem Bindemittel.

Die Grenze der Sandsteinschicht gegen den Quarzgang ist also durch das Eindringen von Pfahlgrus etwas verwischt, so daß man von einem gewissen Ineinandergreifen beider Gesteine sprechen könnte. Dagegen hebt sich der hellgelbe Sandstein von den anlagernden rotbraunen Granitosen viel schärfer ab. Diese beginnen hier zunächst mit zähen Letten, welche in der Übergangszone zum Teil ausgelaugt, daher grauweiß oder grünlich erscheinen, dann aber rasch in die grobkörnige, mit Orthoklasstücken durchmengte Fazies übergehen. Beachtenswert sind indes noch die Schwankungen in der Mächtigkeit der Sandsteinschicht, die sich nach oben etwas verjüngt und nach der Tiefe zu deutlich verstärkt; auf jeden Fall stellen ihre Grenzen krumme, gewundene Linien dar, welche die Bestimmung einer Fallrichtung sehr erschweren. Doch gewinnt man durchaus den Eindruck, daß es sich hier bloß um eine Verwerfung, nicht Überschiebung handelt, wobei

nur andeutungsweise der abgesunkene südwestliche Flügel unter den stehengebliebenen Pfahl eingepreßt erscheint. Von einem „Herübergelegtsein“ des Pfahls auf die Sedimente kann sicherlich nicht die Rede sein, denn der Gang steht mit Rücksicht auf seine nordöstliche Wand fast saiger oder doch nicht mehr geneigt, daß dies nicht schon von Anfang an der Fall gewesen sein könnte.

Verfolgt man nunmehr das Profil weiter gegen die Bodenwöhrer Bucht hin, so treten in erheblicher Mächtigkeit die rotbraunen Granitosen auf, an denen neben der Durchspickung mit großen Orthoklasen die zerstreute Beimengung von Granitbrocken auffällt. Mangels deutlicher Schichtung läßt sich aber nicht sicher feststellen, ob die Massen noch horizontal lagern oder aufgerichtet bzw. überkippt sind. Indes weisen die früher erwähnten Anzeichen beginnender Schichtung, nämlich Lagen mit reichlicheren Einsprenglingen und stärker tonige Linsen darauf hin, daß die ursprüngliche Lagerung noch im wesentlichen erhalten ist; denn diese liegen meist schwebend oder fallen flach vom oder zum Grundgebirge. Für Gümbels [16]) Beobachtung, daß die Konglomeratbänke des Rotliegenden bei Pingarten in St. 6 mit 75° nach Westen einschließen, vermochte ich keine Bestätigung zu erbringen. Im Tagebau der Ziegelei ist nun außerdem besonders günstig zu sehen, wie die dunkelbraunen Sedimente des angeblichen Rotliegenden von hellen, gelblichen Lehm- und Sandschichten überlagert werden; letztere, welche zur Ziegelfabrikation abgebaut werden, rechnet Gümbel dem untersten Lias zu, da sie weiter südwestlich das Rät konkordant überdecken. Auf keinen Fall darf man sie aber bloß als „Gehängeschutt“ betrachten.

Von vorgenannten Lehmgruben aus fehlt nun aber gegen die Bodenwöhrer Bucht hin auf einige hundert Meter ein weiterer günstiger Aufschluß. Die sandige Beschaffenheit der Felder und Abhänge, welche gegen das Rät schwach ansteigen, läßt nicht entscheiden, ob der Untergrund der jüngeren Bedeckung oder dem obersten Keuper angehört; die Annahme des erstern liegt wohl näher. Krumbeck hat jedoch südlich der Ziegelfabrik in der Verlängerung des Pfahlprofils eine Stelle gefunden, welche ihm Material für seine Erklärung der tektonischen Verhältnisse daselbst zu liefern schien. Es handelt sich dort um einen einseitigen

[16]) Fränk. Alb. S. 374.

Einschnitt der Eisenbahn in den Abhang für ein Stutzengeleise. An der überragenden Böschung fand er einen leuchtend gelbbraunen, sehr fein- und gleichmäßig körnigen Quarzsand, vermischt mit Bruchstücken eines ebenso beschaffenen, weichen, plattigen Quarzsandsteins, der von dunkelbraunen, harten, limonitreichen Schwarten durchsetzt ist.[17]) Diesen Sandstein spricht der Genannte ebenso wie einen in der Nähe bei Windmais vorkommenden auf Grund des petrographischen Habitusses und eines Vergleichs mit ähnlichen Gesteinen im Frankenjura ohne weiteres als „zweifellosen Doggersandstein" an. Gegen solche Auffassung ist freilich einzuwenden, daß es sedimentpetrographisch nicht angängig ist, ähnliche Gesteine auf größere Entfernungen auch stratigraphisch miteinander zu identifizieren, solange paläontologische Merkmale fehlen oder wenigstens die Lagerungsverhältnisse noch im Dunkeln liegen. Theoretisch müßte man hier in unmittelbarer Nähe des Urgebirges für äquivalente Schichten sogar eine andere Beschaffenheit erwarten als inmitten der mesozoischen Tafel. Überdies betont KRUMBECK selbst den schnellen Fazieswechsel, der der Strandablagerungen des Räts in ganz Nordbayern eigen sein soll.[18]) Ferner finden sich in den Bildungen der Bodenwöhrer Bucht feinkörnige, gelbe oder braune Sandsteine und limonitische Schwarten nach GÜMBELS[19]) und meinen Beobachtungen sowohl im Keuper wie im Lias, z. B. in nächster Nähe bei Taxöldern, Windmais u. a. a. O. Zudem steht der betreffende Sandstein, wie KRUMBECK[20]) selbst zugibt, an der Fundstelle nicht an, sondern ist jedenfalls am Bahndamm aufgeschüttet. Da dieser Platz jahrelang zum Ausladen von Sand, Kohle, Steinen u. a. (und Einladen von Pingartner „Porphyr") für die Umgebung gedient hat, ist die Herkunft jenes „Doggersandsteins" sicher sehr zweifelhaft. Ähnlich verhält es sich mit einem schwarzgrauen, eisenkiesreichen Letten, der einige Meter davon entfernt zum Vorschein kommen soll. Die von mir dortselbst gefundenen losen Brocken lassen petrographisch noch keinen Schluß zu auf „Opalinuston" u. dgl., eher könnte man annehmen, daß derartige Trümmer bei Braun- oder Steinkohlentransporten miteingeschleppt und weggeworfen wurden. Übrigens kommen solche kohlereiche und schwefel-

---

[17]) loc. cit. S. 133.
[18]) loc. cit. S. 128.
[19]) Fränk. Alb. S. 375 ff.
[20]) loc. cit. S. 133.

kieshaltige Letten im Rät der Bodenwöhrer Bucht so verbreitet vor, daß ein Schluß auf Identität mit diesen jedenfalls am nächsten liegt. Tatsächlich zeigt sich auch hier, zumal am Nordrande der Bucht, die allgemeine Erscheinung, daß die Sedimente in abweichender Fazies entwickelt erst durch Zwischenbildungen in die sonst als typisch geltenden Gesteine der Schichtentafel, d. h. des Beckeninnern allmählich übergehen. Deshalb muß eine Gleichsetzung von Horizonten auf Grund der petrographischen Fazies zu falschen Folgerungen führen. Mit Rücksicht auf das ungenügende Material und die nicht einwandfreien Schlüsse kann man daher auch nicht von „Beweisen“ [21] für ein „zweifelloses“ Vorkommen von Doggergesteinen sprechen, wodurch die daran geknüpften weitgehenden Folgerungen KRUMBECKS von selbst ihre Berechtigung verlieren.

Indes glaubt der Verf., durch weitere Nachforschungen in die Lagerungsverhältnisse bei Pingarten hinreichende Klarheit gebracht zu haben. Zunächst gab mir ein Steinbruchspalier, welcher drei Jahre früher in dem Rätsandsteinbruch bei Erzhäuser, und zwar am nordöstlichen Ende desselben eigenhändig ein über 8 m tiefes Schürfloch niedergetrieben hatte, nachstehende Skizze der durchteuften Schichten, welche von der Sohle des Steinbruches aus nach oben ergänzt folgendes Profil liefern:

Tagebau	5—10	cm	Humus
	2,5	m	Abraum von lockerem gelblichem Sand und Ton (GÜMBELS Lias)
	5—6	m	fester Werkstein
Schacht	0,5	m	grauer, zähplastischer Tegel, z. T. mit bräunlichen Lagen untermischt
	5	m	dichter, sehr harter, schwarzgrauer Sandstein
	3	m	schwarzer, kohliger Schiefer mit Schwefelkies

Bemerkenswert ist in diesen Angaben vor allem, daß sich in einer Tiefe von etwa 14 m von Tag ein Flöz mit Kohle vorfinden soll. Auch bei einem vor mehreren Jahren niedergestoßenen Brunnenschacht südöstlich des Dorfes,

---

[21]) Diese werden auch nicht gewichtiger durch die „Aussagen eines geweckten, älteren Vorarbeiters italienischer Herkunft“, der 30 Jahre zuvor den Brunnen gegraben, da bei solchem Befragen die Suggestion eine bedeutende Rolle spielt. Angaben von Laien sind daher immer nur in großen Zügen verwertbar!

welcher 21 m Tiefe erreichte, wurde eine kohlereiche Schicht durchteuft; dieses einige Meter mächtige Flöz bestand aus milden Schieferletten, die neben schwefelkiesreichen Brocken daumen- bis faustgroße Stücke von glänzendschwarzer, gagatartiger Kohle enthielten und nach unten in grauschwarze Letten übergingen. Doch handelt es sich hierbei offenbar um die schon von Gümbel mehrmals erwähnten und seitdem wiederholt angeschürften Flöze im Rät; diese stehen bei Taxöldern etwa 20 m unter Tag an und treten bis Roding hinein auf. Trotz verschiedener Versuche haben sich die Bildungen indes als nicht abbauwürdig erwiesen, weil teils zu tonig, teils zu wenig durchhaltend. Auch in dem von Krumbeck für den Brunnen der Ziegelei angegebenen Profile ist den Sandsteinen ein Horizont von schwarzgrauem, schwefelkiesreichem Letten in der Stärke von einigen Metern eingelagert, ein Umstand, der für die Deutung der Lagerungsverhältnisse einen wichtigen Fingerzeig bietet.

Weitere bedeutsame Anhaltspunkte boten mir Beobachtungen in einer Schürfgrube, die etwa auf halbem Wege zwischen dem Rätsandsteinbruch und dem Kulmberg angelegt wurde. Man trifft hier zu oberst wieder jene gelbe sandige Lehmschicht, welche sonst konkordant das Rät bedeckt; darunter aber nicht dieses, sondern die charakteristischen, rotbraunen Granitosen, die hier allerdings stark verlehmt und nur mehr 30 cm mächtig sind. Erst dann folgt als Liegendes der helle Sandstein des Räts, jedoch ebenfalls eigenartig verändert, nämlich trümmerig und verbröckelnd, wie es durch die Atmosphärilien allein kaum in dieser Weise bewirkt werden kann.

Faßt man nun die ausschlaggebenden Tatsachen zur Erklärung der tektonischen Verhältnisse bei Pingarten zusammen, so kann man vor allem von dem nicht nachgewiesenen „Opalinuston“ und „Doggersandstein“, welche Krumbeck mit in sein Profil hineinkonstruiert hat, vollständig absehen. Die einzige Schicht, welche hier augenscheinlich jünger ist als das Rät, überdeckt als gelber, lockerer Tonsand sowohl dieses als die Granitosen in stellenweise 2—3 m Mächtigkeit und ist nach Gümbel dem untersten Lias zuzurechnen. Ferner halte ich für sicher, was auch Krumbeck angenommen hat, daß jenes angebliche Rotliegende nicht etwa gegen die Bodenwöhrer Bucht steil unter den Keuper eintaucht, sondern selbst die Trias überlagert, d. h. sich nach Südwesten auskeilt. Wie die Schürf-

grube gezeigt hat, verlieren sich auch die Granitosen bald zwischen Lias und Rät.

Außerdem hat schon GÜMBEL nachgewiesen, daß die triassischen Schichten am Nordrande des Beckens allgemein gegen das Urgebirge hin einschießen. Nun lagert freilich in dem erwähnten Steinbruche das Rät noch ziemlich schwebend, mitunter sogar etwas nach Süden geneigt, also vom Grundgebirge wegfallend. Es bleibt sonach von hier bis zum alten Gebirgsrande höchstens eine Zone von kaum 500 m Breite, innerhalb welcher die vermuteten Störungen liegen müssen, die im Pfahl-Profil deutlich zutage treten. Nimmt man jedoch an, daß die Triastafel in einer Entfernung 400 m vom Pfahl nur unter 10° nach Nordosten einschießt, so genügt dieses Gefälle, um das Rät bei der Ziegelei etwa 20 m unter die Oberfläche zu senken. Am Pfahl selbst müßte dann dieser Horizont zirka 35 m unter Tage anzutreffen sein. Es dürfte freilich mehr den Tatsachen entsprechen, anzunehmen, daß nicht bloß eine einfache Abbiegung der Triasschichten vorliegt, sondern vielmehr eine oder mehrere Verwerfungen. Dadurch würde, falls die Schichten noch überdies gegen das Grundgebirge einfallen, ein einseitswendiger, unsymmetrischer Grabenbruch von obiger Breite entstehen. Es läßt sich bis jetzt nicht entscheiden, welcher Flügel eine Vertikalbewegung ausführte; ich nehme an, daß der Nordrand der Triastafel an Verwerfungsspalten in die Tiefe gepreßt wurde, wobei der Urgebirgsrand einen tangentialen Druck ausübte.

Wie verschiedene Schürfungen auf die Ausdehnung des rätischen Bausteins ergeben haben, wird der feste Sandstein auf einer Linie etwa 350—400 m parallel dem Gebirgsrande bröckelig, es treten Trümmer und Risse auf, welche ihn technisch vollständig unbrauchbar machen. Diesen Umstand halte ich für einen Hinweis, daß in jener Entfernung die Linie zu suchen ist, an welcher die Schichten umbiegen, um gegen den Gebirgsrand einzufallen. Doch erklärt sich wie bemerkt das Einschießen einfacher durch eine gleichzeitige Verwerfung, welche identisch zu sein scheint mit der bereits in einem früher bei Taxöldern niedergestoßenen Schachte entdeckten. Hier streichen nach GÜMBEL[22]) die 20—25 m mächtigen rätischen Sandsteine mit steilem (20—65°) nach Nordosten gerichtetem Einfallen zu Tag aus. In 19 m Tiefe wurde querschlägig

[22]) GÜMBEL, C. W.: Fränk. Alb. S. 375.

das gesuchte Kohlenflözchen angetroffen, und zwar mit 60° nach Nordosten geneigt, weiterhin zeigte sich aber dann in dem nach Nordosten getriebenen Querstollen eine Verwerfungskluft und eine sattelförmige Biegung der Schichten. Schon GÜMBEL[23]) hält es für wahrscheinlich, daß das widersinnige Einfallen der Schichten am Nordrande der Bucht weniger von einer Senkung der angelagerten Sedimente als vielmehr durch einen vom alten Gebirge her wirkenden Seitenschub veranlaßt wurde.

Ferner halte ich das kohlige Flöz, welches im Brunnenschacht der Ziegelei inmitten von Sandsteinen angefahren wurde (KRUMBECKS Opalinuston!) für äquivalent der kohligkiesigen Tonschicht, wie sie im Rät daselbst allerorts angetroffen wurde; diese Annahme liegt auch sicherlich am nächsten.

Die nordöstliche Verwerfung der Scholle fällt nun mit der südwestlichen Gangwand des „Pfahls“ zusammen. Bei der betreffenden Vertikalbewegung wurden die Schichten nach oben geschleppt, wie mir deutlich der Sandstein beweist, der zwischen Pfahl und den Granitosen eingeklemmt ist. Es kann sich also dabei nur um einen Sandstein des obersten Keupers handeln, der an der Pfahlmauer mit emporgezogen, zerrieben und mit zerquetschten Pfahlquarzbrocken durchmengt wurde.

Schwierigkeiten bei der vorstehend dargestellten Auslegung der Lagerungsverhältnisse bereiten indes scheinbar jene Bildungen, welche auf Grund ihrer petrographischen Fazies bisher als „Rotliegendes“, wenn auch von GÜMBEL[24]) selbst schon als „nicht ganz zweifelloses“ angesehen wurden. Da wohl als sicher anzunehmen war, daß die darunterliegenden Sandsteine triassischen Alters sind, müßte man zur Erklärung der Schichtenfolge eine Überschiebung des angeblichen Perms auf die Triastafel zuhilfe nehmen. Dabei würde freilich manches, vor allem der beschriebene Sandstein zwischen Pfahl und Rotliegend, keine einfache Deutung finden können. Aber da nun einmal der petrographische Habitus allein nicht entscheidend sein kann, wie ich oben schon bei KRUMBECKS „Opalinuston“ und „Doggersandstein“ hinreichend dargetan, so möchte ich auch bei diesen Granitosen annehmen, daß sie eben jünger sind als ihr Liegendes. Die Entstehung derselben erkläre ich

---

[23]) ebenda S. 379.
[24]) Fränk. Alb. S. 373.

mir im Zusammenhange mit dem eingesunkenen Triasrande in einfacher Weise folgendermaßen: Der ursprünglich schwebend sich an das Urgebirge anlehnende Keuper wurde auf der im Pfahlprofil deutlich sichtbaren Verwerfung mit seinem nordöstlichen Flügel langsam in die Tiefe gepreßt. Mit Zunahme der Absenkung steigerte sich aber naturgemäß auch das Gefälle vom Gebirge gegen die Triastafel, wodurch die an der Pfahlquarzmauer angehäuften Verwitterungsprodukte des Granitmassivs ins Gleiten kamen. Die eluvialen Schuttmassen konnten sich mit fortschreitender Verwerfung in die entstehende Mulde ergießen und vor dem Pfahl ausbreiten, wie sie zuvor hinter dem Quarzgange angestaut waren. Später legten sich dann darüber wieder jüngere Sedimente des Jura, nämlich die sandig-tonigen untersten Stufen des Lias, welche jetzt noch den Nordrand des Beckens einsäumen. Derartige Granitosen kamen wahrscheinlich längs der ganzen Verwerfung zur Ablagerung, wurden aber entweder seitdem wieder abgetragen oder wegen der leichten Verwechselbarkeit mit jüngerem Granitschutt in ihren Resten bis jetzt nicht als solche ältere Bildungen erkannt. Nur hier bei Pingarten blieb ein größerer Komplex erhalten infolge der bald darauf einsetzenden Verfestigung. Denn wahrscheinlich drang in unmittelbarem Anschlusse an die Verwerfung auf der Störungskluft am Pfahl Minerallösung empor, welche die Granitosen mit Flußspat imprägnierte. Der Umstand, daß der Kulmberg als Mittelpunkt jener Scholle gegenwärtig das Rät noch um einige Meter überragt, findet seine Erklärung wohl weniger dadurch, daß die in die Senke abgerutschten Schuttmassen nicht nur die Mulde ausgefüllt, sondern sich auch an derem Rande aufgebaut haben, als vielmehr in der Annahme, daß spätere Störungen die Trias gegen die Bodenwöhrer Bucht hin noch weiter absinken ließen.

Die Tatsache, daß die Granitosen bei Pingarten das Rät im Liegenden und unterliassische Schichten im Hangenden aufweisen, bietet jedenfalls einen sichern Anhaltspunkt sowohl für das Alter dieser Ablagerungen als für die Zeit der tektonischen Störung am Pfahl. Auch die von Gümbel[25]) gemachte Beobachtung, daß hier am Nordrande der Bucht dem Keuper neben mulmigen Manganerzen auch als Seltenheit Schwerspat eingesprengt sei, spricht für das nachtriadische Alter der Fluorit-Baryt-Formation bei Pin-

---

[25]) Ostbayerisches Grenzgebirge. S. 453.

garten. Der Schluß, die analogen Gänge von Wölsendorf bei Nabburg sowie jene von Bach bei Donaustauf seien dem Pingartner gleichalterig, liegt ebenfalls nahe.

Von petrographischem Standpunkte aus bietet der Nachweis von Sedimenten, welche im Habitus solchen des „Rotliegenden" vollständig gleichen, aber entschieden jüngere Bildungen sind, jedenfalls das meiste Interesse.

Die Ergebnisse meiner Beobachtungen sind nunmehr kurz folgende:

1. Gümbels „Porphyr" von Pingarten steht mit keinem entsprechenden Ergußgestein in Verbindung, sondern weist in bezug auf Material, Art und Zeit der Entstehung mit den daselbst vorkommenden und bisher als „Rotliegendes" aufgefaßten Schichten innige Beziehungen auf.

2. Derartige aus dem Verwitterungsschutt grobkörniger Granite und Gneise ohne stärkere Seigerung der Gemengteile hervorgegangene Gesteine kann man als „Granitosen" bezeichnen. Der „Porphyr" bei Pingarten ist eine durch Imprägnation mit Flußspat verfestigte Granitose.

3. Diese Bildungen füllen eine durch Verwerfung am Urgebirgsrand entstandene Senke aus, überlagern das hier nach Nordosten gegen den Pfahl einschießende Rät und werden von liassischen Sanden bedeckt.

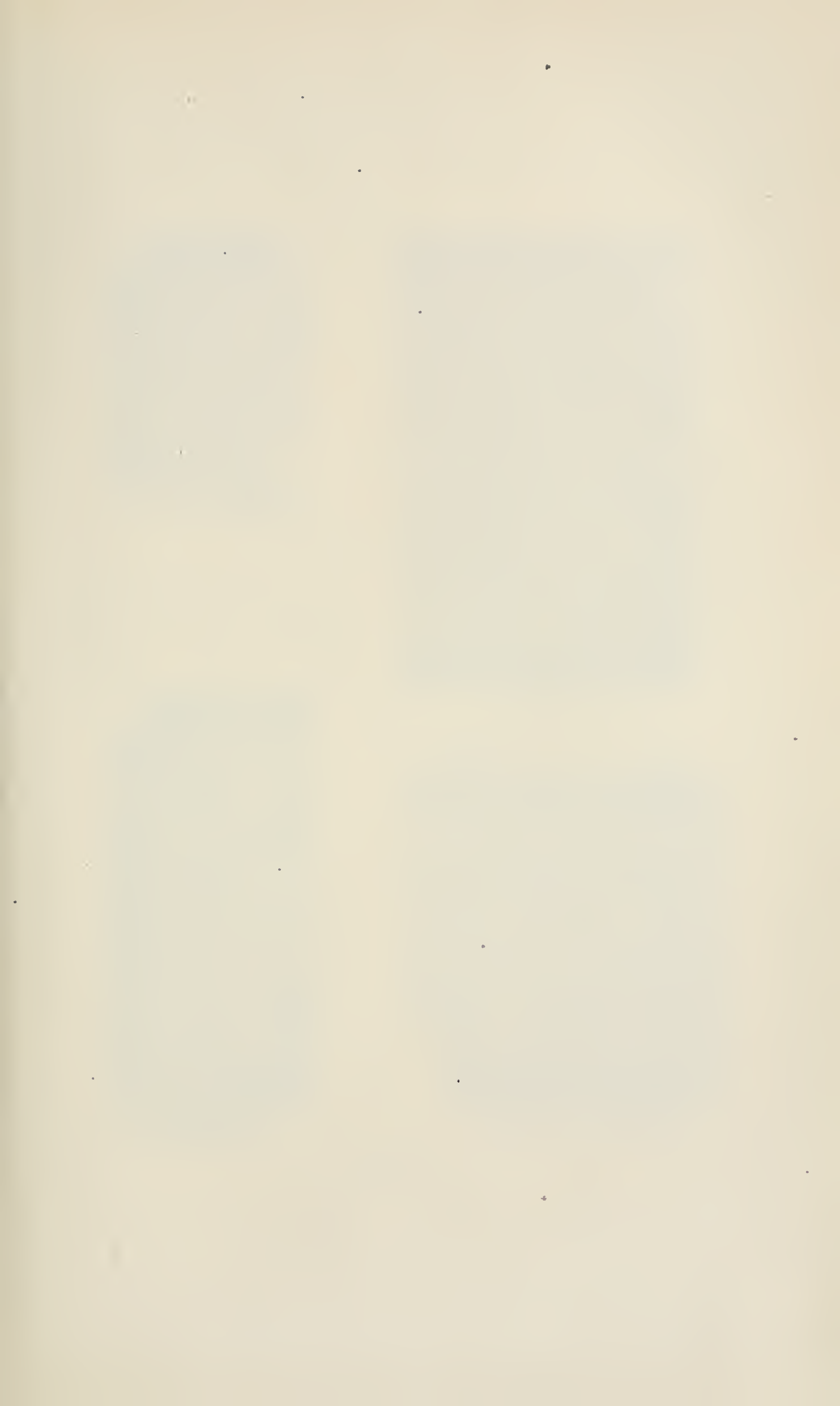
4. Die im Profil bei Erzhäuser zwischen Pfahl und Granitosen auftretende Schicht ist ein mit Quarzbrocken vermischter und nach oben geschleppter Sandstein des obersten Keupers.

5. Die Verwerfung am Pfahl, die Ablagerung der Granitosen und die Bildung der Flußspatgänge bei Pingarten stehen miteinander in ursächlichem Zusammenhange.

6. Das Vorkommen jüngerer Juraglieder als des Lias am Nordrande der Bodenwöhrer Bucht konnte bis jetzt nicht nachgewiesen werden.

7. Eine Überschiebung in dem Umfange, wie es Krumbeck dargestellt, liegt nicht vor.

[Manuskript eingegangen am 24. Dezember 1917.



Erklärung zu Tafel II.

Nebenstehende Abbildungen des porphyrähnlichen Gesteins von granitischer Zusammensetzung zeigen vorwiegend die hellen, eckigen Kalifeldspäte und deren Bruchstücke, sowie eine dunkle, feinkörnige Zwischenfülle. Die stellenweise Anreicherung der Einsprenglinge bzw. der Grundmasse ist deutlich zu erkennen.

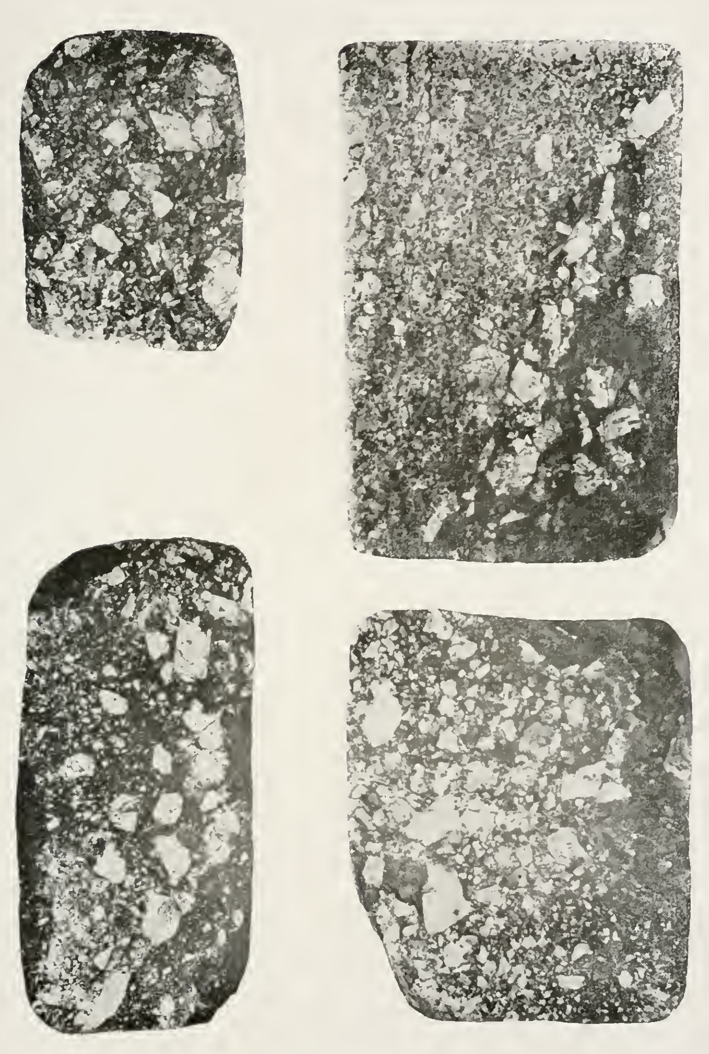


Fig. 1—4.



3. Der Siebenschläfer aus den Kiesen von Süßenborn bei Weimar.

Von Herrn W. Soergel in Tübingen.

(Hierzu Taf. III und 1 Textfigur.)

Einige Reste eines Siebenschläfers fand Präparator E. Lindig vom Städtischen Museum zu Weimar in einer Feinsandschicht im östlichsten, dem Architekt Saalborn gehörigen Bruch des Süßenborner Kieslagers, ca. 5 m unter der Oberkante des Kieses. Nah beieinander lagen ein rechtes Unterkieferfragment mit dem ersten und zweiten Molar, ein rechter unterer und ein rechter oberer Nagezahn, alles nach Lagerung und Größe einem Individium zugehörig. Infolge eines bösen Zufalls beim Zeichnen zerbrach das kleine erhaltene Stück des Kiefers in zahlreiche Fragmente, so daß nur die beiden Backzähne zur Darstellung gebracht werden konnten.

Dieser glückliche Fund engt die große zeitliche Lücke etwas ein, die bisher im Vorkommen der Myoxinen offen stand. Aus dem älteren Tertiär und dem Miocän in verschiedenen Arten bekannt, fehlt die Familie bisher völlig aus dem Pliocän, fehlte auch bis auf unseren neuen Fund fast völlig aus dem Alt- und Mitteldiluvium[1]) und wurde erst wieder im Jungdiluvium in denjenigen Arten nachgewiesen, die heute noch in Mittel- und Südeuropa heimisch sind. Zu Vergleichen mit nahverwandten fossilen Formen bot die Literatur unter diesen Umständen wenig Anhaltspunkte. Da die direkten Vorfahren des diluvialen und des lebenden Siebenschläfers im Pliocän bisher noch nicht aufgefunden worden sind, von den zahlreichen miocänen und alttertiären Arten aber keine sich mit einiger Wahrscheinlichkeit in die direkte Stammlinie des Siebenschläfers einreihen läßt,

[1]) Jünger als Süßenborn, aber jüngstens dem älteren Mitteldiluvium zuzurechnen ist das Vorkommen des Siebenschläfers in der wahrscheinlich interglazialen Fauna vom Gesprengberg bei Kronstadt; vergl. Toula, Diluviale Säugetierreste vom Gesprengberg, Kronstadt in Siebenbürgen, Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst., Bd. LIX. 1909, und Éhik, J., Die praeglaziale Fauna von Brassó. Földtani Közlöny, Bd. XLIII. 1913.

so besitzen spezielle Vergleiche unseres Fossils mit den vordiluvialen Arten weder für die Bestimmung noch für phylogenetische Fragen besonderes Interesse. Die Stellung dieser tertiären Arten und ihre Unterschiede gegen *Myoxus glis* L. sind außerdem in M. SCHLOSSERS Monographie [2]) hinreichend erörtert worden.

Von den diluvialen Formen kann von Vergleichen artbestimmender oder stammesgeschichtlicher Richtung von vornherein der von LYDEKKER [3]) als *Leithia melitensis* beschriebene diluviale „Siebenschläfer" von Malta ausgeschieden werden, da er den Sciuromorphen viel näher steht als den Myoxinen und zu *Xerus*, dem afrikanischen Höhleneichhörnchen enge Beziehungen hat. So bleiben von den fossilen Formen nur die jungdiluvialen zu berücksichtigen, von denen ich aber nur bei WOLDRICH [4]) eine kurze Beschreibung und eine brauchbare Abbildung der Molaren finde. Die von FREUDENBERG [5]) gegebenen Abbildungen von Siebenschläferresten von Hundsheim und Deutsch-Altenburg sind wegen ihrer geringen Größe zu Vergleichen nicht geeignet.

Einige Unterkiefer aus einer humosen Schicht des jüngeren Travertins zu Ehringsdorf bei Weimar stellte mir zu Vergleichszwecken Direktor Dr. H. HAHNE aus den Sammlungen des Provinzialmuseums zu Halle freundlichst zur Verfügung, wofür ihm auch an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen sei.

Die Angaben, welche die Literatur über das Gebiß des rezenten Siebenschläfers enthält, und die vorhandenen Abbildungen ließen sich nur in bescheidenem Maße verwerten. Eine höheren Ansprüchen genügende Darstellung des Gebisses kenne ich überhaupt nur in der zitierten Arbeit von M. SCHLOSSER. Die dort wiedergegebenen Unterkieferbackzähne

---

[2]) M. SCHLOSSER: Die Nager des europäischen Tertiär nebst Bemerkungen über die Organisation und die geschichtliche Entwicklung der Nager überhaupt. Palaeontographica B. 31, 1885.

[3]) R. LYDEKKER: On the affinities of the so-called extinkt Giant Dormouse of Malta. Proceed. of the zoological Society of London. 1895.

[4]) J. N. WOLDRICH: Diluviale Fauna von Zuzlawitz bei Winterberg im Böhmerwald. 2. Teil. Sitzungsber. d. math.-naturw. Kl. d. K. Akad. d. Wiss. Wien 1881. LXXXIV. Bd. 1. Abt.

[5]) W. FREUDENBERG: Die Säugetierfauna des älteren Quartärs von Mitteleuropa usw. Geol. und Palaeont. Abh. N. F. Bd. 12, H. 4/5. 1914.

— die Oberkieferbackzähne bleiben hier außer Betracht — weichen in gewissen Einzelheiten aber nicht unbeträchtlich von meinem rezenten Vergleichsmaterial ab, so daß sich für das Verständnis der folgenden Ausführungen die Abbildung verschiedener rezenter Zähne als notwendig erwies. Das um so mehr, als ich auch hier das rezente Material als Ausgangspunkt der Untersuchung genommen und eingehender als bisher in der Literatur den Bau der rezenten Zähne besprochen habe. Eine besondere Behandlung erforderten vor allem die Abänderungen, die das Zahnbild im Verlauf der Abkauung erleidet, weil durch derartige Abkauungs- resp. Altersunterschiede sowohl spezifische Unterschiede vorgetäuscht als gewisse phylogenetisch wichtige Details verschleiert werden können. Wer das Fortschreiten unserer Kenntnisse auf dem Gebiete der diluvialen Säugetiere in den letzten Jahrzehnten verfolgt hat, weiß, daß zu geringe Berücksichtigung derartiger Unterschiede in den verschiedensten Gattungen, bei den Elefanten, den Pferden, den Hirschen, den Bibern verschiedentlich zu Fehldeutungen geführt hat.

Der Besprechung der Süßenborner Zähne schicke ich eine ausführliche Erörterung über den ersten und zweiten Unterkiefermolar des rezenten Siebenschläfers voraus. Die folgenden Darlegungen stützen sich auf 17 rezente Individuen, von denen ich sechs von Planina in Krain, eins von Porlezza am Luganer See, eins aus dem zoologischen Garten Berlin und eins unbekannter, wahrscheinlich deutscher Herkunft aus den Sammlungen des zoologischen Museums zu Berlin Herrn Prof. Matschie in Berlin, eins von Hohenstein in Württemberg, zwei von Kochendorf in Württemberg, drei aus Württemberg und zwei aus Süddeutschland aus dem K. Naturalienkabinett zu Stuttgart Herrn Prof. Buchner in Stuttgart, eins aus der Umgebung Tübingens aus dem zoologischen Institut der Universität Tübingen Herrn Professor Blochmann in Tübingen verdanke.

I. Der erste und zweite Unterkiefermolar des rezenten Siebenschläfers.

Der erste und zweite Unterkiefermolar zeigen den gleichen Bauplan. Auf flacher, schmelzüberdeckter Krone erheben sich vier Hauptleisten, die quer zur Längsachse des Zahnes verlaufen. (Auf Fig. 1 der Taf. III mit römischen Zahlen bezeichnet.) Die erste Hauptleiste bildet

den Vorderrand, die vierte den Hinterrand des Zahnes. Am Zahninnenrand (bei Fig. 1 der Taf. III mit i bezeichnet) gehen die erste und zweite Hauptleiste meistens ineinander über oder sind durch eine Querleiste verbunden. Die zweite und dritte Hauptleiste hängen auf dieser Zahnseite nicht zusammen, gelegentlich aber wieder die dritte und vierte, so daß die Hauptleisten in zwei Paaren angeordnet erscheinen und der Zahn in zwei Hälften gegliedert ist. Nach dem Außenrand zu und zwar vom äußeren Viertel der Zahnbreite an verbreitern sich die drei letzten Hauptleisten und biegen sich mehr oder weniger deutlich nach vorn um, während die erste Hauptleiste nach außen zu nur schwach oder gar nicht verdickt und meist etwas nach hinten abgebogen ist. Im unangekauten Zustand erscheinen diese Hauptleisten vielfach in ihrer Längserstreckung schwach gerillt, der Leistenkamm etwas eingeritzt, so daß jede Leiste in zwei kleine Schmelzgrate und ein zwischen ihnen verlaufendes Längstal zerfällt.

Zwischen den vier Hauptleisten verlaufen drei kürzere Nebenleisten (bei Fig. 1 der Taf. III mit arabischen Zahlen bezeichnet), von denen die hinterste (dritte) am Innenrand des Zahnes beginnt, dort mit der vierten Hauptleiste verschmelzend oder durch eine Querleiste mit ihr verbunden, während die mittlere (zweite) und die vordere erste Nebenleiste den Innenrand des Zahnes nicht mehr erreichen. Diese beiden setzen auf der Innenhälfte des Zahnes meist im zweiten Sechstel der Zahnbreite an. Bis zum Außenrand ziehen die Nebenleisten in keinem Fall; die dritte reicht bis ins äußere Drittel der Zahnbreite, ebensoweit, gelegentlich etwas weiter, die erste und zweite. Eine den Hauptleisten entsprechende Rillung besitzen die Nebenleisten nicht immer, meist sind sie niedriger und dadurch der Ankauung später unterworfen.

Der Verlauf der Hauptleisten ist in Einzelheiten schwankend, bald mehr geradlinig, bald mehr gebogen oder etwas schief zur Längsachse des Zahnes. Schwankungen bestehen ferner im Grad der Umbiegung der Hauptleisten am Außenrand, bestehen schließlich für die Nebenleisten in Lage und Ausdehnung, bald etwas mehr nach innen, bald etwas mehr nach außen gerückt, bald der nach vorn, bald der nach hinten benachbarten Hauptleiste mehr genähert.

Außer den Haupt- und Nebenleisten trägt die Zahnkrone noch eine Anzahl schwächerer, in dem Grad ihrer Ausbildung sehr schwankender Erhebungen,

die am Innen- und Außenrand des Zahnes zwischen den Hauptleisten sich befinden. Diese kleinen der Längsachse des Zahnes parallel laufenden Querleisten und Buckel sind im allgemeinen wesentlich niedriger als die Hauptelemente der Zahnkrone. Am Innenrand sind sie nicht selten ebenso hoch als die Hauptleisten und stellen dann zwischen der ersten und zweiten, gelegentlich auch zwischen der dritten und vierten Hauptleiste, mit denen sie vollständig verschmolzen sind, direkte Verbindungen her. Am Außenrand sind die Querleisten stets niedriger und treten erst bei sehr starker Abkauung mit den Hauptleisten in Kommunikation. Fehlen oder Vorhandensein, schwächere oder stärkere Entwicklung dieser Querleisten oder einzelner von ihnen beeinflußt sehr wesentlich das Kauflächenbild stark abgekauter Zähne. Im Kauflächenbild nicht oder sehr schwach angekauter Zähne treten die schwach entwickelten Querleisten, besonders des Außenrandes, vollständig zurück, und erheben sich so wenig über den Zahnboden, daß sie in den Figuren 1 und 2 der Tafel III bei nur fünffacher Vergrößerung nicht zur Darstellung gebracht werden konnten.

Von dem beschriebenen normalen Bau der Zahnkrone zeigen mehrere Zähne eine interessante Abweichung: eine Hauptleiste, gelegentlich auch eine Nebenleiste, ist in ihrer Längserstreckung in zwei Stücke geteilt. Für die Nebenleisten ist diese Erscheinung selten. Ich beobachtete sie nur einmal an der dritten Nebenleiste eines ersten Molaren von Planina (siehe Fig. 2 der Tafel III). An den Hauptleisten traf ich eine solche Teilung häufiger, sie ist am M I und M II stets auf die dritte Hauptleiste beschränkt und trennt das äußere verdickte und nach vorn umgebogene Viertel von dem längeren und schmäleren Reststück der Leiste (siehe Figur 2 der Tafel III). Meist ist die Abbiegung des isolierten äußeren Stückes von der Richtung des längeren Leistenstückes kräftiger als bei den einheitlichen Hauptleisten. Diese Zweiteilung der dritten Hauptleiste zeigten von 17 untersuchten rezenten Individuen vier, und zwar eines von Planina am rechten M I und M II, ein anderes von Planina am linken M I, eines aus Württemberg am rechten M I (die trennende Depression ist weniger tief) und eines aus Süddeutschland am linken M II. Am M III beobachtete ich zweimal, an einem Exemplar von Planina und einem Exemplar aus Süddeutschland, eine Zweiteilung der letzten Hauptleiste. Entsprechende Abweichungen vom normalen Bau fanden sich zweimal am Oberkiefergebiß,

und beide Mal bemerkenswerter Weise wieder an der dritten Hauptleiste des zweiten Molaren. In einem Falle war außerdem die mittlere Nebenleiste des M I in zwei Teile zerlegt.

Die Häufigkeit dieser Zweiteilung an dem ersten und zweiten Molaren bei rezenten Formen aus ganz verschiedenen Gebieten, ihre fast vollständige Beschränkung auf die dritte Hauptleiste und die stets gleiche Lage der trennenden Depression dort, wo auch an der einheitlichen Hauptleiste Breite und Richtung des Verlaufs sich ändern, schließt eine pathologische Anomalie von vornherein aus. Die Erscheinung kann auch nicht mit einer Variabilität gemeinhin verglichen werden, wie sie beispielsweise in dem sehr schwankenden Ausbildungsgrad der kleinen achsenparallelen Querleisten des Zahnrandes zum Ausdruck kommt. Es sind augenscheinlich ganz bestimmte Hemmungen, die gelegentlich in der Ontogenese des Zahnes wirksam werden und die Verschmelzung zweier in Form und Richtung ihrer Längserstreckung verschieden charakterisierter Skulpturelemente verhindern. Da beim Säugetiergebiß ein Zusammenschließen einzelner Skulpturelemente zu Jochen und Leisten in den einzelnen Stämmen stets das fortgeschrittene Stadium repräsentiert, so werden wir in der nicht seltenen und stets in gleicher Weise entwickelten Zweiteilung der dritten Hauptleise der vorderen Siebenschläfermolaren ein „atavistisches“ Merkmal zu erblicken haben, das auf den Zahnbau der Vorfahren direkte Schlüsse erlaubt.

Im unangekauten Zustand ist die ganze Zahnkrone von Schmelz bedeckt. Schwache Ankauung läßt zunächst die beiden Schmelzgrate jeder Hauptleiste verschwinden, führt dann bald zur Beseitigung des scheinbar dünneren Schmelzbelags auf dem Boden der auf den Hauptleisten hinlaufenden Längstäler, und bringt in diesen Längstälern das Dentin zum Vorschein. Weitere Abkauung hobelt die Hauptleisten tiefer auf, die Dentintäler werden breiter und weiten sich besonders an den äußeren Enden der Hauptleisten, in dem nach vorn umgebogenen Stück beträchtlich aus. In diesem Stadium sind auch die Nebenleisten von der Abkauung stärker ergriffen, auch bei ihnen ist der Dentinkern zum Vorschein gekommen; sie bilden elliptische schmelzumrandete Dentininseln.

Gleichzeitig treten weitgehende Verschmelzungen ein dadurch, daß am Innenrand des Zahnes die niedrigen der

Längsachse parallel laufenden Schmelzbuckel angekaut werden. Stets verschmelzen auf diese Weise die beiden hinteren Hauptleisten und die zwischen ihnen verlaufende Nebenleiste am Innenrand (siehe Fig. 6 auf Taf. III), während die beiden vorderen Hauptleisten am Innenrand meist längst verschmolzen sind resp. es von Anfang an waren. Unverschmolzen mit benachbarten Elementen bleibt vorerst die mittlere Nebenleiste. Dieses Abkauungsstadium, in dem der Zahn in eine vordere kleinere und eine hintere größere Hälfte zerlegt erscheint, zeigen die Zähne von Süßenborn (Fig. 5 auf Taf. III).

Weitere Abkauung verwischt diese Teilung dadurch, daß auf der Innenseite die zweite und dritte Hauptleiste zur Verschmelzung gelangen (am M I der Fig. 6 eingeleitet), der sich in weit fortgeschrittenen Stadien auch die mittlere Nebenleiste anschließt. Die weiterhin erfolgenden Verschmelzungen können zu verschiedenen Kauflächenbildern führen, je nachdem am Außenrand kleine der Längsachse parallel laufende Querleisten vorhanden sind oder nicht. Im ersteren Falle können zunächst die erste und zweite Hauptleiste und die dritte und vierte Hauptleiste am Außenrand verschmelzen, wie es im Anfangsstadium der M I der Figur 6 zeigt, so daß die zwischen ihnen verlaufenden Nebenleisten ganz eingeschlossen sind. Sind derartige Querleisten sehr niedrig oder überhaupt nicht vorhanden, wie es für ein Tübinger Exemplar zutrifft, so bleiben die den Außenrand berührenden Teile der Hauptleisten länger oder überhaupt frei. Fortschreitende Abkauung führt dann von der Innenseite des Zahnes her allmählich zu vollständigem Schwinden des Schmelzes, wie es Textfigur 1 ganz schematisch für das Tübinger Exemplar darstellt. Unter

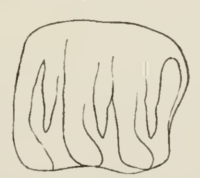


Fig. 1. Kauflächenbild eines stark abgekauten ersten Unterkiefermolaren von *Myoxus glis*, rezent. etwa 10 : 1 nat. Größe. Origin. in der Zool. Samml. der Universität Tübingen.

meist spitzen Winkeln laufen die Schmelzränder der Haupt- und Nebenleisten ineinander, stellenweise hört die Verbindung durch Schmelzkämme überhaupt auf. Eine Zwei-

gliederung des Zahnes, die lange das Zahnbild beherrschte, ist völlig verschwunden, das Kauflächenbild von demjenigen geringerer Abkauungsgrade stark verschieden.

Eine weitere Folge der Abkauung ist eine gelegentlich eintretende mäßige Längenverkürzung der Zähne; diese ist teils im Bau der ersten Hauptleiste begründet, die infolge der nach hinten unten geneigten Vorderwand mit fortschreitender Abkauung schmäler wird, beruht zum Teil auf interstitiellen Abschleifungen am Zahnvorderrande resp. an der ersten Hauptleiste, wie sie in geschlossenen Zahnreihen bei vielen Säugerfamilien vorkommen.

Solche durch die Abkauung bedingten Veränderungen des Zahnbildes wird man auch bei Bearbeitung tertiärer Gebißreste nicht außer acht lassen dürfen und besondere Vorsicht dort walten lassen müssen, wo neben stärkerer Abkauung noch fragmentärer Charakter der Zähne die Beurteilung erschwert. Von diesem Gesichtspunkt aus erscheint mir die Stellung der unter dem Namen *Myoxus Zitteli* von Hofmann [6]) beschriebenen Zähne von Göriach zwischen Myoxus und Muscardinus noch nicht ganz eindeutig festgelegt.

II. Die Zähne von Süßenborn.

Die Gebißreste von Süßenborn (siehe Fig. 5 und 5a auf Taf. III) gehören einem alten Tiere an, dessen Zähne aber noch nicht das Abkauungsstadium der in Fig. 4 dargestellten rezenten Zähne erreicht haben. Alle Leisten sind weitgehend aufgehobelt, Verschmelzungen auf der Innenseite zwischen Haupt- und Nebenleisten eingetreten. Das Bild der Kaufläche ist dem der etwas stärker abgekauten Zähne in Fig. 6 in den Grundzügen recht ähnlich, unterscheidet sich von ihm aber in zwei Punkten.

Erstens ist trotz geringerer Abkauung die vordere Hauptleiste bei beiden Zähnen infolge interstitieller Abschleifung mit folgender Resorption viel stärker reduziert. Für beide Zähne, insbesondere für den M I, kann es nach dem Befund an der Zahnvorderseite nicht zweifelhaft sein, daß das fast vollständige Fehlen dieser Leiste letzten Endes auf Resorption beruht. Derartige Resorptionserscheinungen kenne ich von dem rezenten Siebenschläfer nicht; auch bei viel stärker abgekauten Zähnen sind es nur interstitielle

[6]) A. Hofmann: Die Fauna von Göriach. Abh. d. K. K. Geol. Reichsanst. Bd. XV, H. 6, Wien 1893.

Abschleifungen, denen ein ganz unbedeutender Teil der ersten Hauptleiste zum Opfer fällt. Die beiden stark angekauten Gebisse von Kochendorf in Württemberg zeigen keine Resorptionen. An den weit stärker als die fossilen abgekauten Zähnen des Tübinger Exemplars ist eine Längenverkürzung infolge interstitieller Abschleifung am M II viel geringer als am Süßenborner M II, am M I sogar sehr beträchtlich geringer. Dieser scheinbar unwesentliche Unterschied zwischen dem rezenten und dem Süßenborner Siebenschläfer, der auf stärkere Druckwirkungen innerhalb der Zahnreihe des fossilen Tieres hinweist, hängt, wie wir später sehen werden, aufs engste mit spezifisch wichtigen Unterschieden in den Proportionen der Zähne zusammen.

Die zweite Abweichung besteht in der Ausbildung der vordersten Nebenleiste. Die vorderste Nebenleiste ist bei dem fossilen M I sehr schwach, und zwar nicht ausschließlich infolge Resorption, beim M II reicht sie von innen her nur bis zur Zahnmitte. Bei allen 17 rezenten Tieren ist diese Leiste ungleich kräftiger (siehe Fig. 1, 2, 6 auf Taf. III), ohne Rücksicht auf stärkere oder schwächere Abkauung. Beim M I stößt sie weit über die Zahnmitte nach außen vor und reicht bis an das äußere Zahnviertel heran, beim M II läuft sie von innen her stets über zwei Drittel der Zahnbreite, sehr häufig sogar bis ans dritte Viertel nach außen, sie ist bei beiden Zähnen also wesentlich länger. Für die spezifische Bedeutung dieses Unterschieds spricht nicht nur das mir zur Verfügung stehende rezente Material, sondern auch die von WOLDRICH l. c. abgebildeten, in Fig. 4 auf Taf. III nochmals dargestellten Zähne des jungdiluvialen Siebenschläfers von Zuzlawitz. Bei beiden Zähnen sind die vorderen Nebenleisten schwach. Am M II ragt sie über die Zahnmitte etwas nach außen vor und zwar bis an das äußere Drittel der Zahnbreite, also weiter als bei Süßenborn (Hälfte der Zahnbreite) und nicht so weit als bei der rezenten Art (ans äußere Zahnviertel). Am M I ist sie sehr schwach entwickelt, wesentlich schwächer als bei der rezenten, aber stärker als bei der Süßenborner Form. Diese im geologischen Alter zwischen der Süßenborner und der rezenten stehende jungdiluviale Form nimmt also auch morphologisch eine Zwischenstellung ein.

Eingehendere morphologische Vergleiche, die der verschiedene Abkauungsgrad an sich schon beschränkt, ermöglicht WOLDRICHS Darstellung nicht, da sie in Einzel-

heiten nicht klar genug ist. Als ungewöhnlich, jedenfalls von mir an rezentem Material nicht beobachtet, ist die Erstreckung der hinteren Nebenleiste des M II vom Innenrand bis fast zum Außenrand, also entsprechend den Hauptleisten über die ganze Zahnbreite zu erwähnen.

Die Frage, ob bei den Süßenborner Zähnen die dritte Hauptleiste ursprünglich in zwei Teile zerlegt war, was nach unseren Ausführungen über diese Erscheinung an rezenten Zähnen bei einer altdiluvialen Form erwartet werden könnte, ist bei so weit fortgeschrittener Abkauung nicht mehr mit Sicherheit zu entscheiden. Für die dritte Hauptleiste des M II macht es aber die starke Abbiegung des verbreiterten äußeren Viertels von der Hauptrichtung dieser Leiste wahrscheinlich, daß der kleinere äußere Teil ursprünglich vom Hauptteil der Leiste isoliert war und mit ihm erst durch die Abkauung zu einer Einheit verschmolzen wurde. An den sehr wenig angekauten Zähnen von Zuzlawitz sind alle Hauptleisten einheitlich.

Die Bewurzelung der Süßenborner Zähne entspricht vollständig derjenigen der rezenten. M I trägt zwei quergestellte Wurzeln, die annähernd parallel nach unten laufen; der M II besitzt ebenfalls zwei quere Wurzeln, von denen die hintere, wie es sich gelegentlich auch beim rezenten M II findet, stark nach hinten abbiegt.

Von einigen zum Vergleich herangezogenen Unterkiefern aus einer humosen Schicht des jüngeren Travertin zu Ehringsdorf muß zunächst die Frage erörtert werden, ob es sich um wirklich fossile Reste handelt. Der Siebenschläfer hält bekanntlich gern in Felsspalten und Erdlöchern seinen siebenmonatigen Winterschlaf, und geologisch ganz junge Reste des Tieres können auf solche Weise leicht in ältere Schichten und in die direkte Nachbarschaft diluvialer Säugetierreste geraten. In Höhlenfaunen gestattet der Erhaltungszustand meist fossiles vom rezenten zu scheiden. In unserem Falle ist der Erhaltungszustand der Unterkiefer entsprechend ihrem humosen Lager nicht verschieden von dem sehr junger Knochenreste in alluvialen humosen Bildungen und die Lebensweise des Siebenschläfers schließt ein späteres Einlagern seiner Reste in tiefe, durch Spalten zugängliche Schichten keineswegs aus. Die Lage der Fundschicht und die Art der hangenden Schichten spricht fast eindeutig gegen eine solche Möglichkeit. Die Fundstelle lag über 7 m unter Tag, von ca. 5 m jüngerem Travertin und ca. 2 m losem Gehängeschutt bedeckt.

Diese Gehängeschuttmassen sind ebenfalls diluvialen Alters, sie enthalten in lokal wechselndem Maße jüngstes Lößmaterial (Jüngerer Löß II) beigemischt und haben neuerdings im Bruch Fischer einen Unterkieferzahn von *Rhinoceros tichorhinus* geliefert. Sollte der Siebenschläfer; was bei dem zum Teil lockeren, Spalten verstopfenden Charakter des jüngeren Travertin nicht wahrscheinlich ist, auf einer offenen Spalte nach Bildung des gesamten Travertins in die Tiefe der humosen Schicht gelangt sein, so muß das doch vor Aufschüttung der alle Spalten verschließenden jüngsten lößhaltigen Gehängeschuttmassen, also zweifellos noch in diluvialer Zeit, geschehen sein.

Das Gebiß von zweien der Unterkiefer stimmt morphologisch mit rezenten Gebissen überein; die vorderen Nebenleisten sind kräftig, die dritte Hauptleiste nicht in zwei Teile zerlegt. Am dritten zahntragenden Unterkiefer zeigt der M II die für Süßenborn und Zuzlawitz charakteristische Kürze der vorderen Nebenleiste, die nicht einmal die Zahnmitte erreicht (siehe Fig. 3 auf Taf. III). Ob das in diesem Falle als primitives Merkmal zu deuten ist, bleibt allerdings zweifelhaft, da die zweite und dritte Hauptleiste dieses Zahnes, wie die Abbildung zeigt, nicht ganz normal gebaut sind. Die zweite Hauptleiste ist ungefähr in der Zahnmitte nach vorn ausgebogen und an dieser Stelle durch eine enge Depression in zwei Teile zerlegt, die dritte Hauptleiste ist an derselben Stelle schwächer ausgebogen und tritt durch eine schmale Querleiste mit dem äußeren Ende der mittleren Nebenleiste in Verbindung. Dieser zweifellos anormale Bau, den interessanterweise auch die beiden M II eines anderen vollständigen Unterkiefers von Ehringsdorf an der zweiten Hauptleiste ganz schwach angedeutet besitzen, könnte sehr wohl die Entwicklung der vorderen Nebenleiste beeinflußt haben.

Am M I ist die vordere Nebenleiste von normaler Länge, die dritte Hauptleiste in der bekannten Weise in zwei Teile geschieden (siehe Fig. 3 auf Taf. III).

Morphologische Unterschiede zwischen der Ehringsdorfer und der rezenten Form im Sinne eines primitiveren Zahnbaues der fossilen oder eines Teiles der fossilen Reste, können also nicht mit Sicherheit behauptet werden.

Den unbedeutenden morphologischen Unterschieden zwischen den altdiluvialen, jungdiluvialen und rezenten Formen treten schärfere Unterschiede in den Proportionen der Zähne zur Seite. Bis auf die etwas kleineren Zähne

Die absoluten Maße verstehen sich in Millimetern

Nummer	Fundort f. = fossil r. = rezent	Länge von MI + MII	M I mand. Länge	M I mand. Breite	M I mand. Breite in $^0/_0$ der Länge	M II mand. Länge	M II mand. Breite	M II mand. Breite in $^0/_0$ der Länge	J mand. Länge des Anschliffs	J mand. Großer Diameter unter d. Anschliff	J mand. Kleiner Diameter unter d. Anschliff	J max. Länge des Anschliffs	J max. Großer Diameter unter d. Anschliff	J max. Kleiner Diameter unter d. Anschliff	Abkauungsgrad
1	Süßenborn f. (nicht korrigiert)	3,8	1,9	1,9	—	2,0	2,1	—	5,0	2,3	1,1	2,7	2,2	1,2	stark
1a	Süßenborn f. (korrigiert) . . .	ca. 4,4	2,2	1,9	**86,3**	2,3	2,1	**91,2**	—	—	—	—	—	—	stark
2	Ehringsdorf f.	4,1	2,0	1,9	**95,0**	2,1	2,15	**102,3**	4,0	2,1	1,1	—	—	—	mäßig
3	Ehringsdorf f.	3,9	1,9	1,8	**94,8**	2,1	2,0	**95,2**	ca. 3,8	1,8	1,0	—	—	—	sehr schwach
4	Ehringsdorf f.	—	2,0	1,9	**95,0**	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sehr schwach
5	Planina, Krain r. ♂	4,3	2,2	2,2	**100,0**	2,25	2,3	**102,1**	4,8	2,0	—	2,5	1,9	1,1	sehr schwach
6	Planina, Krain r. ♂	4,4	2,1	2,1	**100,0**	2,25	2,3	**102,1**	6,0	2,2	1,1	2,9	2,1	1,2	sehr schwach
7	Planina, Krain r. ♂	4,3	2,2	2,2	**100,0**	2,3	2,3	**100,0**	5,3	2,25	1,1	3,2	2,2	1,3	schwach
8	Planina, Krain r. ♀	4,3	2,1	2,1	**100,0**	2,2	2,2	**100,0**	5,2	2,3	1,1	2,9	2,2	1,3	sehr schwach
9	Planina, Krain r. ♀	4,4	2,2	2,2	**100,0**	2,2	2,3	**104,4**	5,2	2,3	—	2,7	2,2	1,2	sehr schwach
10	Planina, Krain r. ♀	4,3	2,1	2,1	**100,0**	2,2	2,25	**102,2**	5,3	2,3	1,1	3,0	2,2	1,3	schwach
11	Porlezza r.	3,9	2,0	1,95	**97,6**	2,0	2,0	**100,0**	5,1	2,3	1,1	3,1	2,1	1,2	sehr schwach
12	Tübingen r.	4,2	2,05	ca. 2,1	**102,3**	2,2	—	—	—	2,1	1,1	—	2,0	—	sehr stark
13	Deutschland? r. ♀	4,2	2,05	2,0	**97,6**	2,15	2,1	**97,7**	4,7	2,2	1,1	3,0	2,0	1,2	stark
14	Hohenstein, Württemberg r. .	3,9	1,85	1,9	**102,5**	2,05	2,05	**100,0**	4,6	2,0	1,0	2,5	1,8	1,1	schwach
15	Kochendorf, Württembg. r. ♂	3,9	1,85	1,8	**97,3**	2,0	2,0	**100,0**	4,7	2,0	1,1	—	—	—	sehr stark
16	Kochendorf, Württembg. r. ♂	4,05	2,0	2,0	**100,0**	2,05	2,15	**105,0**	5,2	2,2	—	3,0	2,1	1,2	stark
17	Württemberg r.	4,05	2,0	2,0	**100,0**	2,1	2,1	**100,0**	—	—	—	—	—	—	mäßig
18	Württemberg r.	4,15	2,0	2,02	**101,0**	2,05	2,12	**103,4**	4,3	—	1,0	2,7	1,9	1,1	mäßig
19	Württemberg r.	4,05	2,0	2,0	**100,0**	2,0	2,1	**105,0**	4,1	2,0	1,0	2,8	2,0	—	mäßig stark
20	Deutschland r.	4,0	1,9	2,0	**105,3**	2,0	2,1	**105,0**	4,2	1,9	—	2,2	1,8	—	schwach
21	Deutschland r.	3,9	1,9	1,95	**102,6**	2,0	2,1	**105,0**	4,1	2,0	—	2,4	1,8	—	sehr schwach

von Zuzlawitz, die nach WOLDRICHS Maßangaben für den ganzen Kiefer aber in der Darstellung etwas zu klein geraten zu sein scheinen, gehören alle untersuchten fossilen und rezenten Zähne im allgemeinen der gleichen Größenstufe an. Es sind nur geringe, durch Übergänge überbrückte Größenunterschiede, die zwischen dem rezenten Siebenschläfer von Planina (Krain) und denen aus Süddeutschland bestehen. Der letztere ist mit seltenen Ausnahmen schwächer. Der fossile Siebenschläfer von Ehringsdorf entspricht in der absoluten Größe der süddeutschen Form (vgl. die Tabelle auf S. 72), der Siebenschläfer von Süßenborn in den Nagezähnen der stärkeren Planina-Form, in den Molaren scheinbar den schwächeren der süddeutschen Exemplare. (Vgl. nebenstehende Tabelle.) Länge und Breite der Zähne sind wesentlich geringer als bei allen Individuen von Planina. Dieses Mißverhältnis zwischen Stärke der Nagezähne und Länge der Molaren hat seinen Grund in der beträchtlichen Verkürzung, welche die Molaren infolge Resorption am Zahnvorderende erfahren haben. Ergänzen wir die Molaren auf ihre ursprüngliche Länge, so sind sie nicht nur größer als die der süddeutschen Form, sondern auch größer als der Durchschnitt der Planina-Form, von der sie nur in einigen Exemplaren erreicht werden. Die auffallend geringe Breite der Süßenborner Zähne bleibt aber bestehen und hier in dem Verhältnis von Zahnbreite zu Zahnlänge liegt der wesentlichste Unterschied zwischen unserer fossilen und der rezenten Form.

Unter 17 rezenten Individuen ist der M I neunmal ebenso breit als lang, fünfmal breiter, dreimal schmäler als lang; der M II sechsmal ebenso breit als lang, neunmal breiter und einmal schmäler als lang. Diesen Verhältnissen fügen sich die Proportionen der nicht korrigierten Süßenborner Masse vollständig ein, indem sowohl M I als M II der jeweils häufigsten Proportion der rezenten Zähne entsprechen, M I also ebenso breit ist als lang, M II breiter als lang. Diese Übereinstimmung hat aber ursprünglich nicht bestanden, die Süßenborner Zähne sind nicht unbeträchtlich länger gewesen. Unter Berücksichtigung der Resorptionserscheinungen und des Kauflächenbildes im vorderen Zahnteil gelang es mit voller Sicherheit die ehemalige Zahnlänge zu rekonstruieren, und zwar für M I mit 2,2 statt 1,9 mm, für M II mit 2,3 statt 2,0 mm. Es war danach der M I sowohl als der M II be-

trächtlich länger als breit, und das in viel höherem Grade als es für den M I drei, für den M II ein rezenter Zahn zeigen. Breite in Prozenten der Länge ergibt für den fossilen M I dann 86,3 gegen 97,3—105,3 mit einem Durch-

Maße in Millimetern

Fundort	Länge des Kiefers vom inneren Hinterrand der Schneidezahnalveole bis zum Hinterrand des *Condylus*		Länge der Lücke		Länge der Backzahnreihe an den Alveolen gemessen		Höhe des Kiefers am Vorderrand der Alveole des ersten Backzahns (P I)	
Ehringsdorf Nr. 1	—		4,8		7,2		5,3	
Ehringsdorf Nr. 2	19,6		5,1		7,3		5,0	
Ehringsdorf Nr. 3	21,6		5,3		7,5		5,0	
Ehringsdorf Nr. 4	—		5,2		7,4		5,2	
Ehringsdorf Nr. 5	—		4,5		—		5,1	
Ehringsdorf Nr. 6	—		4,8		7,2		4,8	
Zuzlawitz (nach Woldrich)	Woldrich gibt 4,0 an, was zweifellos auf einen Druckfehler beruht, ich maß an seiner Abbildung 2,03		5,1		7,3		5,1	
	Schwankungsbreite	Durchschnitt	Schwankungsbreite	Durchschnitt	Schwankungsbreite	Durchschnitt	Schwankungsbreite	Durchschnitt
Planina in Krain (6 Individuen)	23,1 - 25,2	23,6	5,5—6,0	5,96	7,3 – 7,8	7,6	5,5 – 6,1	5,83
Süddeutschland . . (10 Individuen)	20,7—24,0	21,7	4,8 – 6,4	5,5	6,7 – 7,4	7,1	5,0—5,8	5,4

schnitt von 100,4 bei den rezenten, für M II 91,2 gegen 97,7—105,0 mit einem Durchschnitt von 102,0 bei den rezenten. Dieser deutliche Unterschied ist um so bemerkens-

werter als auch die fossilen Zähne von Zuzlawitz und Ehringsdorf im gleichen Sinne von den rezenten Zähnen abweichen. Für die Zähne von Zuzlawitz erweist dies ohne weiteres die Abbildung, an der hinreichend genaue Maße leider nicht genommen werden können. Für die Zähne von Ehringsdorf[7]) ergeben sich für den M I Schwankungen der relativen Breite zwischen 94,8 und 95,0, für den M II zwischen 95,2 und 102,3, also Werte, die von denen der rezenten Form zwar etwas abweichen, aber im Einklang mit dem geologischen Alter der rezenten näher stehen als der Form von Süßenborn.

Diese Unterschiede sind von hohem Interesse, weil sie für das Gebiß des Siebenschläfers eine Entwicklung in diluvialer Zeit beweisen, wie sie ähnlich schon in vordiluvialer Zeit die Gebißentwicklung anderer Nagetiergattungen beherrschte: längere, schmale Zähne charakterisieren die phylogenetisch älteren, kürzere breite die phylogenetisch jüngeren Formen.

Mit dieser größeren Länge scheinen mir die auffallenden Resorptionserscheinungen — es handelt sich, wie die unregelmäßigen Vorderränder der Zähne zeigen, nicht um interstitielle Abschleifungen — der Süßenborner Zähne in Zusammenhang zu stehen. Ihr Zustandekommen setzt stärkere Druckwirkungen innerhalb der Zahnreihe voraus, die sich aus einem zeitweiligen Mißverhältnis zwischen der Kiefer- und Gebißentwicklung befriedigend erklären lassen. Da der Kiefer und die die Zähne entwickelnde Zahnleiste beim Fötus fast gleichzeitig angelegt werden und in den frühen Stadien der Ontogenie sich unabhängig von einander entwickeln, so muß eine in der Stammesentwicklung langsam fortschreitende Kieferverkürzung, wie sie die Entwicklung so vieler Stämme beherrscht, zu stärkeren Druckerscheinungen innerhalb geschlossener Zahnreihen, zu interstitiellen Abschleifungen führen, die sich am durchgeschliffenen Dentin des Vorderrandes unter dem Einfluß des Speichels zu Druckresorptionen an den Berührungs-

[7]) Einige weitere Maße der sechs mir vorliegenden, teils zahnlosen Unterkiefer von Ehringsdorf, die für unsere Untersuchung keine Bedeutung haben, aber in anderem Zusammenhang Vergleichswert gewinnen können, stelle ich mit Maßen rezenter Kiefer und den Woldrichschen Maßen für einen Unterkiefer von Zuzlawitz in nebenstehender Tabelle zusammen. Unter 1 finden sich die Maße des zu den Fig. 3 auf Taf. III abgebildeten Zähnen gehörigen Kiefers, Nr. 2 der Haupttabelle auf S. 70 unter 2 und 5 die der Nummern 3 und 4 der Haupttabelle.

flächen der Einzelzähne steigern können. Ein Ausgleich kommt im Laufe der Phylogenie erst allmählich durch Formveränderung der Zähne, Längenverkürzung, im äußersten Fall durch Zahnverkümmerungen und Zahnverlust zustande. Es ist bemerkenswert, daß in unserem Falle durch eine, wahrscheinlich im Gefolge interstitieller Abschleifung eintretende Resorption des Zahnvorderendes für die Zähne das gleiche Längen-Breitenverhältnis hergestellt wurde, wie es für die Hauptmasse der rezenten Formen charakteristisch ist.

Der Oberkiefer- und Unterkiefernagezahn von Süßenborn stimmen in Form und Biegung und, wie die Tabelle auf Seite 70 zeigt, in den Proportionen vollständig mit den rezenten überein.

Zusammenfassend läßt sich sagen: Durch schwächere Entwicklung der vorderen Nebenleiste am MI und MII und durch längere und schmälere Molaren ist der Siebenschläfer von Süßenborn von der rezenten Form unterschieden. Zwischen beiden nehmen die jungdiluvialen Formen in beiden Merkmalen eine Zwischenstellung ein, sie stehen aber ihrem geologischen Alter entsprechend der rezenten Form näher als der altdiluvialen.

Diese Abweichungen von der rezenten Form rechtfertigen, so lange sie nicht an einem größeren fossilen oder einem viel größeren rezenten Material erhärtet sind, kaum die Aufstellung einer neuen Art. Da in diluvialen Stämmen aber stets mit nur kleinen Unterschieden zwischen den einzelnen überlieferten Stufen gerechnet werden muß, und unsere Untersuchung zum ersten Male eine bestimmte Richtung der Gebißentwicklung beim Siebenschläfer nachweisen oder sehr wahrscheinlich machen konnte, so besitzen die erörterten Tatsachen hinreichendes phylogenetisches Interesse, um wenigstens vorläufig in einer Mutation festgehalten zu werden. Ich bezeichne den Siebenschläfer von Süßenborn deshalb als *Myoxus glis* mut. *süssenbornensis* [8]).

---

[8]) Der von SCHMERLING (P. G. SCHMERLING: Recherches sur les Ossements fossiles récouvertes dans les cavernes de la Province Liége. Tome II. Liége, 1846) für Siebenschläferreste aus belgischen Höhlen in Vorschlag gebrachte Name *Myoxus priscus* ist ein nomen nudum, da weder Beschreibung, noch Abbildung gegeben werden und ein Vergleich mit rezenten Siebenschläfern ganz offensichtlich gar nicht durchgeführt worden ist.

Die festgelegte Entwicklungsrichtung und die oben besprochenen „atavistischen" Erscheinungen an rezenten Zähnen vermitteln uns schließlich eine in einigen Zügen bestimmte Vorstellung von den zwei vorderen Molaren des noch nicht aufgefundenen vordiluvialen Vorfahren des Siebenschläfers: Auf schmalen, länglichen Zähnen war die dritte Hauptleiste wohl stets, andere Hauptleisten und auch Nebenleisten vielleicht nicht selten in zwei Teile zerlegt, von denen der kürzere und breitere äußere Teil winklig gegen die Längsachse des längeren Innenteils verlief. Eine Verschmelzung beider Teile dürfte wenigstens an der dritten Hauptleiste erst nach sehr weitgehender Abkauung erfolgt sein. Die vordere Nebenleiste war sehr schwach, die beiden hinteren Nebenleisten wahrscheinlich schwächer als bei der rezenten Form.

Für derartig gebaute Zähne finden wir unter den heut bekannten vorpliocänen Siebenschläfergebissen keine Vorfahren; die Hauptleisten sind stets einheitlich, in keinem Falle in einen äußeren und einen inneren Teil gegliedert. Von den gesamten bekannten alttertiären und miocänen Siebenschläfern würde also, was auch ohne Rücksicht auf unsere rekonstruierte Form wahrscheinlich war, keiner in der Vorfahrenreihe des rezenten Siebenschläfers einen Platz haben, alle wären Glieder anderer Reihen und zumeist wohl Endglieder erloschener Seitenzweige. Für die bisher aufgefundenen tertiären Myoxinen würde somit das gleiche gelten, was sich mehr und mehr für die Hauptmasse aller bekannten tertiären Säugetiere herausstellt: Es sind Stufenrepräsentanten aus vielen verschiedenen Zweigen, in seltenen Fällen, wie genaues Analysieren der Fossilreste und der möglichen phylogenetischen Verknüpfungen erweist, direkte Repräsentanten des Hauptstammes, dessen jüngste Glieder heute noch leben.

III. Die Stellung des Siebenschläfers in der Fauna von Süßenborn und sein Vorkommen im Diluvium Mitteleuropas.

Daß wir in dem Siebenschläfer ein Mitglied der gesamten Süßenborner Fauna und nicht etwa den Vertreter einer kurzen klimatisch günstiger gestellten Periode im zeitlichen Rahmen des Süßenborner Kieslagers zu erblicken haben, erweist die Lage der Fundstelle zu den Fundstellen

anderer Säugetiere in der gleichen Kiesgrube. Da stets das natürliche Bestreben besteht mit Hilfe von Fossilfunden eine Gliederung mächtiger Kiesmassen durchzuführen und auf dieser Basis dem Ablauf vorzeitlicher Klimakurven nachzuspüren, halte ich es für wichtig, durch genaue Angaben der mir bekannten Fundstellen anderer Säuger in derselben Kiesgrube die Zugehörigkeit unseres Waldtieres zur Süßenborner Fauna besonders zu erhärten. Es genügt dazu, da es sich um geringe, 40 m nicht übersteigende Horizontalentfernungen handelt, die Höhendifferenzen anderer Fundstellen von der des Siebenschläfers anzugeben.

Unsere Fundstelle liegt in 265 m Meereshöhe. 1—1½ m höher stammt aus gröberen Kiesen ein Backzahn von *Elephas trogontherii*, ca. 1 m tiefer aus grobschottrigen „Letten" zahlreiche Reste eines Megaceriden aus der Verwandtschaft des *Cervus verticornis* und Knochen von *Bison* sp. *priscus* ?, 3 m höher der Unterkiefer eines sehr großen, Riesenhirschgröße erreichenden Edelhirsches. Etwa 2 m höher fand sich ein Unterkiefer von *Equus süssenbornensis* und in ungefähr gleicher Höhe ein Metacarpal eines großen Bären, der nach den wenigen in Süßenborn bisher gefundenen Gebißresten mit *Ursus Deningeri* identisch ist. In benachbarten Brüchen wurden schließlich in entsprechender Meereshöhe wiederholt Reste von *Rhinoceros etruscus*, *Alces latifrons* und *Elephas trogontherii* gefunden, so daß an der zeitlichen Zugehörigkeit unseres Fundes zur Süßenborner Hauptfauna nicht gezweifelt werden kann.

In das Gesamtbild der Süßenborner Fauna oder das Landschaftsbild, das aus geologischen und paläontologischen Daten zu erschließen ist, paßt der Siebenschläfer sich zwanglos ein. Wie ich kürzlich im „Steinbruch" [9]) dargelegt habe, müssen wir für die Gebiete Mittelthüringens zur Bildungszeit der Süßenborner Kiese weite Grassteppen annehmen, in denen kleinere Waldgebiete an geschützten Stellen sich hielten oder die Flußläufe begleiteten. Als Waldtier ist der Siebenschläfer der eigentlichen Steppe naturgemäß fremd, aber „er kommt doch zuweilen in den Steppenlandschaften der Wolga vor. So z. B. nach Pallas in den Felsen der Berge östlich von Samara. Nach Lehmann findet er sich im Orenburgischen" [10]). Er ist in diesen Steppen

[9]) W. Soergel: Das Kieslager von Süßenborn. „Der Steinbruch", Jahrg. 1918, Heft 1. 2. 3. 4. 5. 6, 7, 8.

[10]) A. Nehring: Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit. Berlin 1890.

selbstverständlich auf isolierte oder von geschlossenen Waldflächen aus zungenförmig in die Steppe vorgreifende Waldgebiete beschränkt. Unter ähnlichen Verhältnissen dürfte er zur Bildungszeit der Süßenborner Kiese in Mittelthüringen gelebt haben.

Als ausgesprochener Waldbewohner hat der Siebenschläfer zweifellos in den waldreichen Interglazialzeiten seine weiteste Verbreitung besessen. Trotzdem ist er aus solchen Zeiten oder überhaupt in Gemeinschaft mit diluvialen Waldfaunen nur selten nachgewiesen. Als sicher interglazial ist er aus dem unteren Travertin von Ehringsdorf bekannt, wo ihn E. Wüst, wie er mir freundlichst mitteilte, aus lockeren Tuffmassen ausschlämmte; ferner von Hundsheim und Deutsch-Altenburg, wo ihn Freudenberg l. c. Anm. 5 mit einer Waldfauna nachwies, und vom Gesprengberg bei Kronstadt, von wo ihn Toula l. c. Anm. 1 und Éhik l. c. Anm. 1 angeben. Die humose Schicht im Verband des oberen Travertin von Ehringsdorf, welche die vorher besprochenen Reste geliefert hat, dürfte nicht mehr dem letzten Interglazial zugehören. In diluvialen Faunen mit stark praevalierendem Waldcharakter wurde er nur zweimal aufgefunden, in der Spalte 2 (siehe Woldrich l. c.) in Zuzlawitz und am Somlyóhegy bei Püspökfürdö (Ungarn)[11]. Fünfmal dagegen — abgesehen von Funden, deren Alter ganz unbestimmt ist — in Waldfaunen, die jünger als der Bühlvorstoß der letzten Eiszeit, also in engerem Sinne postglazialen Alters sind: Zwergloch bei Pottenstein[12], Schloßfelsen und Hohler Felsen bei Birseck (Basel)[13], bei Wolin und bei Zechovik in Böhmen[14]. In allen übrigen mir bekannten Vorkommen ist er vorwiegend von Tieren der Steppe, ja der Tundra begleitet,

[11]) Th. Kormos: Die pleistocäne Fauna des Somlyóhegy bei Püspökfürdö im Komitat Bihar (Ungarn). Zentralbl. f. Min. usw. Jahrg. 1911.

[12]) A. Nehring: Übersicht über vierundzwanzig mitteleuropäische Quartärfaunen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. XXXII, 1880.

[13]) Fr. Sarasin: Die steinzeitlichen Stationen zwischen Basel und Delsberg. Paläontol. Teil von H. G. Stehlin, unter Mitwirkung von Th. Studer (Aves). Neue Denkschriften d. Schweiz. naturf. Gesellsch. Bd. LIV. Abh. 2, 1918.

[14]) J. V. Zelizko: Nachträge zur diluvialen Fauna von Wolin. Bull. int. de l'Acad. d. Sciences de Bohême. Jahrg. XXV, No. 10, II. Kl., 1917.

von denen *Lagomys pusillus*, *Lepus variabilis*, *Myodes torquatus* und *lemnus* und *Rangifer tarandus* meist recht häufig sind und die wenigen Waldtiere an Zahl der überlieferten Individuen übertreffen. Es sind Mischfaunen, wie sie vorzugsweise in landschaftlich ganz bestimmt charakterisierten Gebieten überliefert werden konnten: Weite Hochflächen mit Steppen-, teilweise Tundrencharakter, dazwischen tief eingeschnittene Täler, in denen kleine Waldgebiete sich halten konnten. Landschaften mit derartiger floristischer Gliederung haben in Mitteleuropa zweifellos nur in Glazialzeiten, oder wenigstens Zeiten starker klimatischer Depression bestanden. Und in solche Zeiten gehören alle übrigen sicher fossilen Vorkommen des Siebenschläfers in Mitteleuropa:

- der Hohlefels bei Schelkingen?[15]),
- die Kastlhänghöhle im Altmühltal[16]),
- Schweizersbild[17]),
- Völklinshofen[18]),
- die Höhle Vypustek[19]),
- die Knochenhöhlen Ojcow in Polen, Höhle von Jerzmanovice[20]),
- Höhle im Kaltenbrunnental (siehe Anm. 13),
- Köszeg im Komitate Vas[21]),
- einige polnische Fundstellen, deren Literatur mir augenblicklich nicht zugänglich ist.

---

15) O. Fraas: Resultate der Ausgrabungen im Hohlefels bei Schelkingen. Württ. naturwiss. Jahresh. XXVIII. 1872.

16) J. Frauenholz. H. Obermaier und M. Schlosser: Die Kastlhänghöhle, eine Rentierstation im bayrischen Altmühltal. Beiträge zur Anthr. und Urgeschichte Bayerns. Bd. XVIII. 1911.

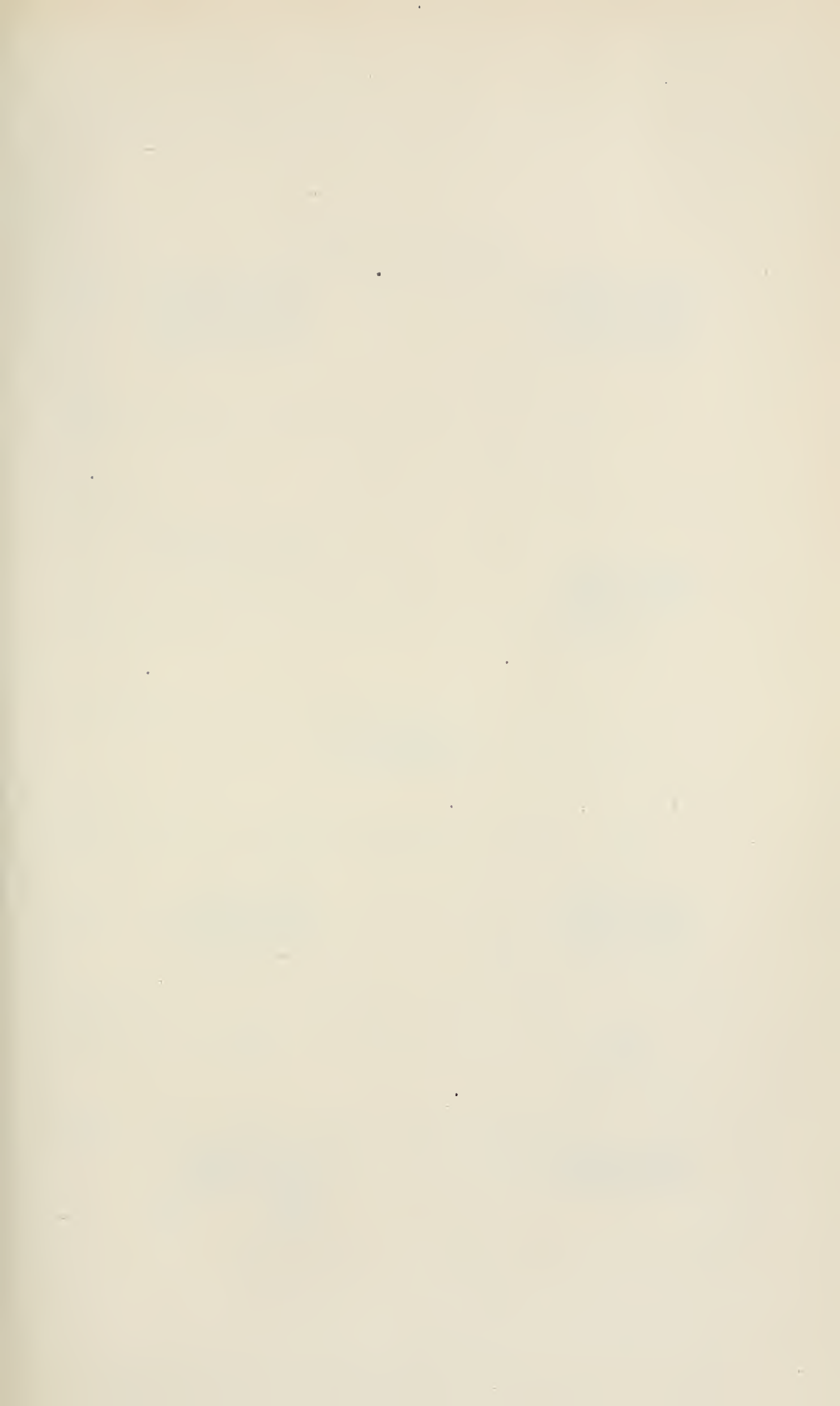
17) A. Nehring: Die kleinen Nagetiere vom Schweizersbild. In Nüesch, Das Schweizersbild, 1902. (Hier wurde *Myoxus* gefunden in der Übergangsfauna der oberen Nagetierschicht, die schon starken Waldcharakter aufweist.)

18) L. Döderlein und E. Schuhmacher: Über eine diluviale Nagetierfauna aus dem Oberelsaß. Mitt. d. Com. f. d. geol. Landesunters. v. Elsaß-Lothringen. Bd. I. 1888. — G. Hagmann: Die diluviale Wirbeltierfauna von Vöklinshofen (Oberelsaß). Abh. zur geol. Spezialk. von Elsaß-Lothringen. N. F. H. III. 1899.

19) K. Th. Liebe: Die fossile Fauna der Höhle Vypustek in Mähren. Sitzungsb. d. Akad. d. Wissensch. Wien. Bd. 79. 1. Abt., 1879.

20) F. Roemer: Die Knochenhöhlen von Ojcow in Polen Paläontographica. Bd. XXII, 1883.

21) Th. Kormos: Über eine arktische Säugetierfauna im Pleistocän Ungarns. Zentralbl. f. Min. usw. Jahrg. 1911.



Erklärung zu Tafel III.

Fig. 1, 1 a. *Myoxus glis* L., rezent, Planina in Krain. Original im Zoolog. Museum Berlin. 5:1 nat. Größe. Nr. 7 der Tabelle.

M I + M II mand. d.

1. Kauflächenansicht, i bezeichnet die Innen-, a die Außenseite, I—IV die Hauptleisten, 1—3 die Nebenleisten. Darunter die Zahnumrisse in natürlicher Größe.

1 a. Seitenansicht von außen.

Fig. 2. *Myoxus glis* L., rezent, Planina in Krain. Original im Zoolog. Museum Berlin. 5:1 nat. Größe. Nr. 5 der Tabelle.

M I + M II mand. d. in Kauflächenansicht.

Fig. 3. *Myoxus glis* L., Jüngerer Travertin, Ehringsdorf. Original im Provinzialmuseum zu Halle. 5:1 nat. Größe. Nr. 2 der Tabelle.

M I + M II mand. sin.

Fig. 4. *Myoxus glis* L., Zuzlawitz, Spalte II. 5:1 nat. Größe. Kopie nach Woldrich l. c. Taf. X, Fig. 11.

M I + M II mand. sin.

Fig. 5, 5 a. *Myoxus glis* mut. *süßenborneusis*, Kiese von Süßenborn. Original im Städtischen Museum zu Weimar. 5,5:1 nat. Größe. Nr. 1 und 1 a der Tabelle.

M I + M II mand. d.

5. Kauflächenansicht, darunter Zahnumrisse in natürlicher Größe.

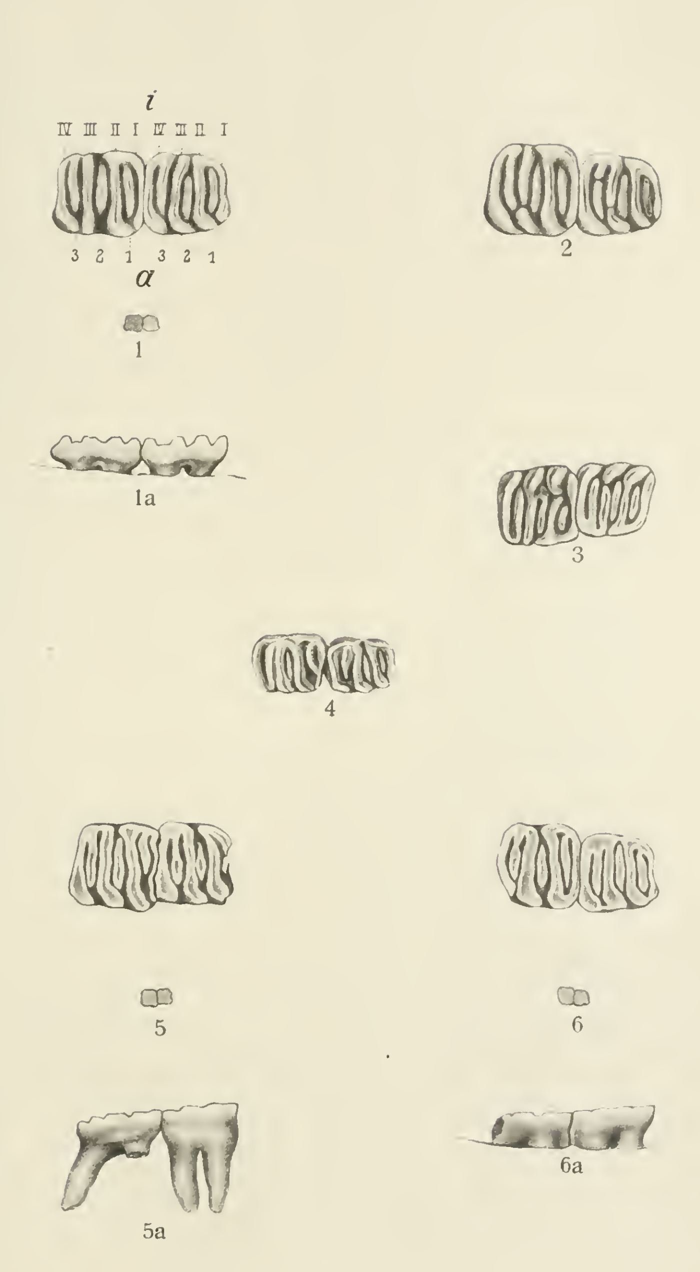
5 a. Seitenansicht von außen.

Fig. 6, 6 a. *Myoxus glis* L., rezent, Deutschland? Original im Zoologischen Museum Berlin. 5:1 nat. Größe. Nr. 13 der Tabelle.

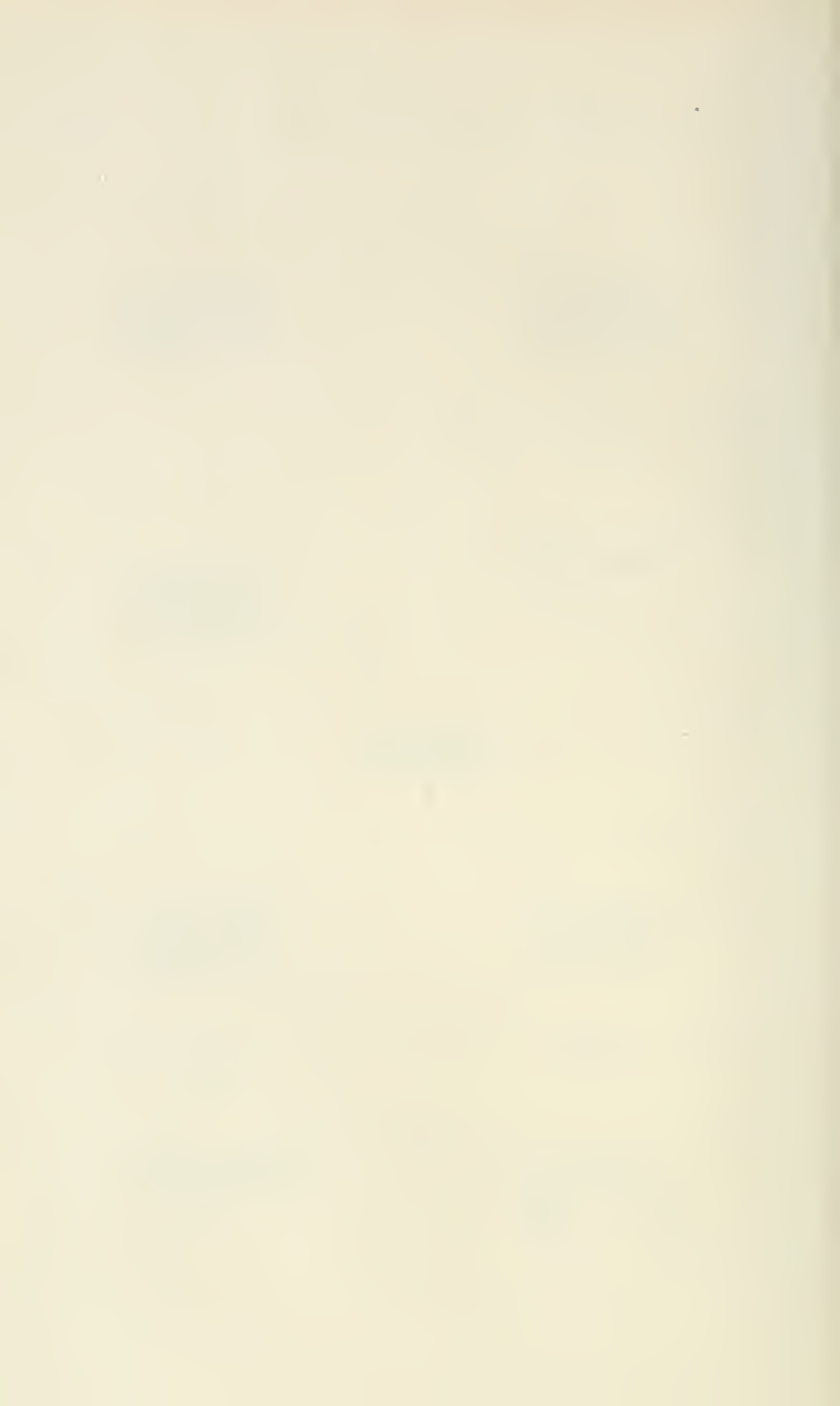
M I + M II mand. d.

6. Kauflächenansicht, darunter Zahnumrisse in natürlicher Größe.

6 a. Seitenansicht von außen.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.



Diese relativ häufige Überlieferung des Siebenschläfers aus Zeiten, da die Lebensverhältnisse für ihn recht ungünstig gewesen sein müssen und er zweifellos ein sehr beschränktes Verbreitungsgebiet in Mitteleuropa besaß, ist eine besondere Merkwürdigkeit und eine lehrreiche Illustration zur Lückenhaftigkeit der geologischen Überlieferung oder der Fehlerhaftigkeit des durch die geologische Überlieferung vermittelten Bildes von Verbreitung und Häufigkeit früherer Lebewesen. Sie hat in unserem Falle, wie meistens, vor allem biologische Ursachen. Der Siebenschläfer ist ein ausschließlicher Bewohner trockener Laubwälder. Zur Zeit des Optimums seiner Lebensbedingungen waren die Überlieferungsmöglichkeiten für ihn sehr gering, da in trockenen Waldgebieten konservierende Sedimente sich nicht bilden und die Wahrscheinlichkeit aus diesen Gebieten in entsprechende Sedimentationsbereiche zu geraten für den Siebenschläfer nach Aussage seiner Lebensweise und der seiner Feinde minimal waren. Das Optimum der Überlieferungsmöglichkeiten in Höhlen- oder Vorhöhlenablagerungen als Beuterest von kleinen Raubtieren oder Gewöllrest von Raubvögeln trat erst ein, als die Lebensmöglichkeiten der Art und ihre Verbreitung in Mitteleuropa einem Tiefstand sich näherten oder ihn erreicht hatten, in glazialen Zeiten, so daß aus Zeiten geringerer Häufigkeit die Art am relativ häufigsten überliefert ist. Ein Beweis, daß die geologische Überlieferung einer Säugetierart oder der Häufigkeitsgrad ihrer Überlieferung keineswegs in einem direkten Verhältnis steht zu ihrer ehemaligen Häufigkeit, daß andererseits Seltenheit oder Fehlen einer Art in einer Ablagerung keineswegs Seltenheit oder Fehlen der Art zur Bildungszeit der betreffenden Ablagerung zu beweisen braucht. Eine stärkere Berücksichtigung dieser für alle landbewohnenden Säugetiere aller Zeiten geltenden Tatsache, die je nach der Lebensweise einer Art, je nach den Entstehungsbedingungen der gleichzeitigen Ablagerungen im Vorgang der Überlieferung mehr oder weniger verschleiernd oder täuschend wirken muß, von seiten der Tiergeographen besonders LYDEKKERscher Richtung wäre sehr zu begrüßen.

[Eingegangen am 23. April 1918.]

4. Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks von Mittel- und Norddeutschland.

Von Herrn Georg Wagner in Nagold (Württemb.).

(Mit 3 Textfiguren.)

Nachdem ich den oberen Hauptmuschelkalk in Franken und Elsaß-Lothringen einer eingehenden Untersuchung unterzogen hatte (Geol. Abhandlungen, Bd. XII, Heft 3, und Centralbl. f. Min. usw., 1913. 17. 18), machte sich das Bedürfnis geltend, die Kreise weiter zu ziehen, um auch die Widersprüche, die der norddeutsche Muschelkalk noch in sich birgt, zum Teil aufzuklären. Das Ergebnis meiner Wanderungen im August 1913 war, daß der nord- und mitteldeutsche Muschelkalk sich ziemlich widerspruchslos ins System einreihen läßt, daß der deutsche Hauptmuschelkalk wesentlich einheitlicher ist, als bisher angenommen wurde. Meinen Freunden, die mich auf dieser Wanderfahrt begleiteten, spreche ich auch hier meinen herzlichsten Dank aus.

I. Unterfranken und Meiningen.

Den Schlüssel für das Verständnis des Hauptmuschelkalks in Thüringen und im Weserland bieten Unterfranken und Meiningen. Außer den schon früher beschriebenen Aufschlüssen (Geol. Abh.) sind es besonders die am Rande des Steigerwaldes bei Wiesentheid—Prichsenstadt—Stadelschwarzach, dann westlich von Gerolzhofen bei Krautheim—Obervolkach, ferner nördlich von Dettelbach bei Brück und Schnepfenbach. Im nördlichen Unterfranken bei Münnerstadt—Königshofen—Mellrichstadt waren leider überhaupt keine Aufschlüsse in den höchsten Lagen zu finden. Erst Meiningen (Blatt Rentwertshausen zwischen Mühlfeld—Schwickertshausen—Nordheim) bot wieder Gelegenheit zur Schichtenvergleichung.

Das neu untersuchte Gebiet entsprach ganz den Erwartungen. Die Uffenheimer Fazies setzt sich nach Norden fort: Die Kalkbänke treten mehr zurück, der Ton nimmt zu. Der Übergang zur Tonfazies des Beckeninnern erfolgt ganz allmählich. Und diese Ausbildung finden wir in

Meiningen wieder, nur mit noch mehr Ton und Mergel. Die Aufschlüsse nördlich von Dettelbach zeigen noch deutlich die Nähe der Quaderkalke, des Trigonoduskalks, an: eine Kornsteinbank mit Septarien schiebt sich als letzter Ausläufer der „Mainbausteine" im Bairdienton ein (s. Profil S. 85). Bei Volkach ist sie völlig verschwunden.

Untere Lettenkohle.

Ein Leithorizont läßt sich durchs ganze Gebiet verfolgen. Ich habe ihn schon früher als wichtig für die Maintrias herausgehoben. (Profil Grainberg und Mainbernheim.) Über der Muschelkalkgrenze lagern zunächst graubraune Mergelschiefer und Mergel, in Meiningen auch Zellendolomite, 1—1,5 m dick. Dann aber tritt überall ein Plattenhorizont auf, bis 2 m dick, aus lauter 1—3 cm dicken, feinkörnigen Sandsteinplättchen bestehend, grau bis grüngelb gefärbt, fein geschichtet, gelegentlich mit *Anoplophora* und dünnen Bonebedlagen. Besonders auf Blatt Rentwertshausen hebt sich dieser Leithorizont deutlich heraus.

Semipartitusschichten.

Die Trennung in Fränkische Grenzschichten und Terebratelschichten läßt sich noch festhalten. Erstere führen nur *Ceratites semipartitus*, wenn auch nicht gerade häufig; letztere liefern auch *Cer. dorsoplanus. Cer. semipartitus* herrscht noch im oberen Teil der Terebratelschichten (bes. in der oberen Terebratelbank) und verliert sich nach unten.

Die Fränkischen Grenzschichten zeigen, je weiter nach Norden, ein um so stärkeres Vorherrschen von Ton und Mergel, sogar in der Stufe des Glaukonitkalks. Der Glaukonitkalk ist noch bis Meiningen typisch ausgebildet; über die Grenze kann nicht der geringste Zweifel bestehen. Auf Blatt Rentwertshausen erkennen wir ihn schon aus der Beschreibung von Pröscholdt: „eine mächtige Bank eines zähen, kalkigen, verwittert braunen Gesteins voll fest verwachsener Muscheln, das hier sehr reich an grünem Glaukonit ist. Das Gestein erscheint im Querbruch parallel, und zwar durch Druck verworren striemig und führt einzelne *Myophoria Goldfussi*, häufiger *Myophoria transversa*". Pröscholdt stellt ihn allerdings schon in den Kohlenkeuper, während ich früher gezeigt habe, daß damit der Muschelkalk abzuschließen ist. Erschlossen ist der Glaukonitkalk in den Wassergräben an den Wegen am Köpfersberg zwischen Mühlfeld—Schwickertshausen, dann südsüdwestlich Schwickertshausen, am Bahn-

einschnitt südlich des Ortes und am Abhang des Federlips gegen Nordheim. Unserem Glaukonitkalk ist er zum Verwechseln ähnlich: muschelreich, *Myophoria Goldfussi*, fluidale Struktur, viel Glaukonit in großen, grünen Flecken, Bonebed, Koprolithen, Nagelkalk und Gekrösekalk. Der untere Teil des Glaukonitkalks enthält hier Mergel, Mergelschiefer und Dolomite, dazu noch Zellendolomite. Der Glaukonitkalk von Volkach-Krautheim führt auch Glaukonitmulm. Hier erreicht er eine Dicke von 1,7 m, während die Profile in Meiningen kaum genaue Messungen zulassen (etwa 3 m Mächtigkeit).

Der Bairdienton zeigt ein starkes Zurücktreten der härteren Bänke gegenüber Schieferton, Mergelschiefer und Zellendolomit. Dieser ist für Meiningen bezeichnend. Doch darf darauf kein zu großer Wert gelegt werden; denn sekundäre Bildungen sollten stratigraphisch möglichst wenig verwertet werden. Die Bairdien sind selten oder fehlen ganz. Weiße Schüppchen kommen noch vor. Sandige Bonebedlagen schieben sich ein. Eine Kalkbank führt auch etwas Glaukonit. Besonders stark ist der Wechsel gegenüber dem Gebiet des *Trigonodus*kalks, wo gerade in diesem Niveau mächtige Quader auftreten (im Osten der Quaderkalke). Nur eine muschelreiche Kornsteinbank bei Brück bildet noch einen Ausläufer jener massigen Kalke. Wellige Kalke und Kalkknollen wechsellagern auch sonst mit Mergel. Bei Volkach ist der Bairdienton rund 2 m mächtig, in Meiningen dürfte mit 3 m zu rechnen sein.

Die Terebratelschichten verdienen im Norden ihren Namen immer weniger. Die obere Terebratelbank führt noch bei Brück vereinzelt Terebrateln. Sonst findet man in dem Knauerkalk Gervilleien, Myaciten, Austern, *Corbula*, *Cer. semipartitus*. Doch läßt die petrographische Ausbildung noch sichere Parallelen zu. Ein sehr wichtiger Leithorizont ist der „gelbe Kipper", ein Mergelkalk, frisch grau, gelb verwitternd, oben mehr schiefrig, mergelig, unten fester, senkrecht klüftend, wahrscheinlich Pröscholdts „rauchwackenähnliche Bank". Noch in Meiningen läßt er sich festhalten. Für Vergleichung und Kombination von Profilen ist er außerordentlich wichtig. Er entspricht den „gelben Bänken" der Kochendorfer Fazies. Die Mitte der Terebratelschichten bilden Splitterkalke mit Terebrateln und Myaciten, dünne Kornsteinbänke, gelber Mergel und Kalkplatten, bei Brück 2 m dick, nach Süden stetig abnehmend (Wiesentheid 1,7 m, Mainbernheim 1,1 m).

Die „Kiesbank“ ist sehr bezeichnend für das ganze Gebiet: gelbe und graue Mergelschiefer, oben knauerig. Werden die Kornsteine der Gervilleienschichten unterirdisch abgebaut, so bildet sie häufig das Dachgewölbe des Stollens (Schnepfenbachtal).

Die Haupttere bratelbank wird nach Norden ärmer an Terebrateln. Doch ließen sich diese noch bis Weimar sicher nachweisen. *Terquemia*, *Lima* und *Gervilleia* sind ihre Begleiter. Die Bank wird 20—50 cm dick. Pröscholdt beschreibt sie als „eine Bank mit großer *Gervilleia socialis*, *Terebratula vulgaris*, *Ceratites enodis* und voll weißer Austernschalen der *Ostrea subanomia*“. Gerade die Gervilleien treten nach Norden mehr und mehr hervor.

*Nodosus*schichten.

Der obere Gervilleienkalk ist an der Mühle von Prichsenstadt 4,7 m mächtig. Er besteht aus dünnen Blaukalkbänken („Knaller“) mit Mergel und Kornsteinlagen. Die Kornsteine bilden wenig unter der Hauptterebratelbank einen durchgehenden Horizont von Dettelbach bis Krautheim. Sie werden bis ½ m dick und sind Gegenstand des Abbaues. Bei Wiesentheid sind die oberen Gervilleienkalke frisch ganz blauschwarz und verwittern auf den Bruchflächen tief rostbraun. Die Mergellagen M I und M III der Kochendorfer Fazies lassen sich noch erkennen. An Fossilien findet man *Gervilleia socialis*, *G. substriata*, *Lima*, Austern, *Myophoria Goldfussi*, *Ceratites intermedius* und *dorsoplanus*. An die reichen lothringischen Gervilleienplatten erinnern die von Schnepfenbach. Die kleinen Terebrateln sind bei Prichsenstadt sehr spärlich.

Trochitenkalk.

Der untere Trochitenkalk zeigt wie auch sonst in Süddeutschland eine massigkalkige Ausbildung: Dicke Quader, darüber dünne Kalkplatten. Die Quader führen in Oberfranken (zwischen Königshofen und Mellrichstadt) und in Meiningen (bei Rentwertshausen) neben Trochiten auch Oolith und Glaukonit. Die Oolithe gehen über in größere, langgestreckte Formen, so daß es kaum möglich ist, die Grenze gegen die Sphärocodien zu ziehen.

Wie erwartet, zeigte sich in Oberfranken eine allgemeine Schichtenabnahme nach Südosten. Einige Zahlen mögen dies zeigen. Die Fränkischen Grenzschichten einschließlich der oberen Terebratelbank messen bei:

Volkach 4,8 m, Mainbernheim 4,1 m, Winkelhof (südl. Marktbreit 3,8 m, Uffenheim 3,3 m, Hilpertshof (bei Burgbernheim) 2,7 m. Bei Nordheim (Meiningen) ist die Mächtigkeit wohl am größten. Die Terebratelschichten (ohne die obere Terebratelbank) zeigen folgende Mächtigkeiten: Brück 3,5 m, Volkach 3,4 m, Wiesentheid und Mainbernheim 2,6—2,8 m, Winkelhof 2,3 m, Hilpertshof 2,2 m.

Tektonisch sehr interessant ist das Gebiet zwischen Gerolzhofen und Volkach. Zwischen Krautheim und Obervolkach schneidet hier eine Ostsüdost—Westnordwest bis Ost—West verlaufende Verwerfung das Tal (von Thürach festgestellt). Ostsüdöstlich der Wenzelmühle fallen die Schichten in der Nähe der *Cycloides*bank unter etwa 45° gegen das Tal ein. Am nördlichen Ufer zeigen die Steinbrüche der Semipartitusschichten fast alpine Verhältnisse: senkrecht gestellte und überkippte Schichten, Überschiebungen, Wiederholung derselben Schichten. Bei Obervolkach kommen sehr schöne Flexuren vor, die in Überschiebungen übergehen.

Profil Volkach-Krautheim (Unterfranken).

Untere Lettenkohle:

Sandige *Anoplophora*-Plättchen.
120 m graubraune Mergelschiefer.

8,2 m Semipartitusschichten:

3,6 m Fränkische Grenzschichten:

1,7 m Glaukonitkalk:
25 cm Muschelreicher Glaukonitkalk, viele große, grüne Flecken, Glaukonitmulm, fluidale Struktur.
110 cm gelber Mergel und Mergelschiefer mit blauen, welligen Kalken (Gekrösekalk).
35 cm Wulst- und Splitterkalk.

1,9 m Bairdienton: graue bis gelbgraue Schiefertone und Mergelschiefer, vereinzelte Kalkplatten, weiße Schüppchen, sandige Bonebedplatten.

4,6 m Terebratelschichten:

1,2 m Obere Terebratelbank (O. T.):
oben: blauer Splitterkalk, mit Glaukonit, Austern, Bonebed;
mitten: Mergelschiefer und Kalkknollen, Septarien, Bonebedreste;
unten: Knauerkalk (O. T. typisch) und Mergel, Myacitenplatten. *Ceratites semipartitus.*

0,8—0,9 m „Gelber Kipper", „gelber Bolen", frisch grau, gelb verwitternd, senkrecht klüftend, oben mergelig, unten fester.

1,7 m Mittlere Terebratelschichten: Splitterkalke und Muschelbänke — Kornstein, blaue und Wulstkalke, gelber Mergel, Terebrateln, *Lingula*, *Myaciten.*

0,8—0,9 m „Kiesbank" (K), „Letten" oben gelber Mergel, unten grauer Mergelschiefer.

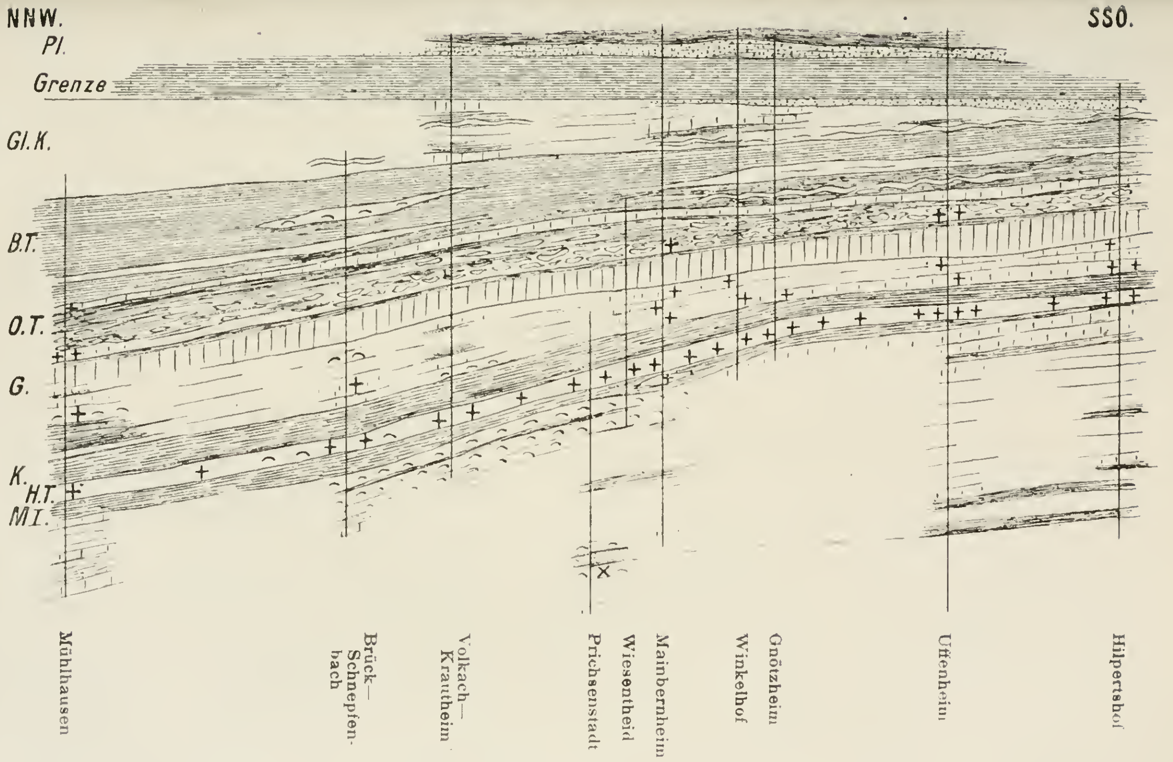


Fig. 1. Längsprofil durch den oberen Hauptmuschelkalk im Main-Gebiet von Mühlhausen im Wern-Grund (Tonfazies des Beckeninnern) über Uffenheim bis Hilpertshof (bei Burgbernheim), also von NNW—SSO. Höhe 1 : 200, Länge 1 : 400 000.

Es bedeuten stehende Kreuze: Terebrateln; liegende Kreuze: kleine Terebrateln; Schalenquerschnitte: muschelreiche Bänke und Kornsteine; kurze, senkrechte Striche: Splitterkalk; lange, senkrechte Striche: dolomitischer Mergelkalk; Punktierung: Sandgehalt; horizontale Schraffur: Mergel und Schiefer. Die Profile sind aufgenommen, soweit die senkrechten Striche gehen, das übrige ist rekonstruiert. Die Grenze Muschelkalk—Lettenkohle ist als horizontal angenommen. Zur Muschelkalkzeit senkte sie sich allerdings beträchtlich gegen die Beckentiefe nach NW, also gegen Mühlhausen.

Das Profil zeigt: 1. die Mächtigkeitsabnahme der Schichten gegen Südosten; 2. das Auskeilen des Glaukonitkalks (Gl. K.), das allerdings etwas weiter im Südosten vollständig wird; 3. die Bedeutung der Leithorizonte: „Gelber Kipper" (G), Kiesbank (K), Haupterebratelbank (H. T.), obere Mergelbank (MI) und in der Lettenkohle den Plättchenhorizont (Pl); 4. das Zurücktreten des Tons gegenüber dem Kalk im Bairdienton (B. T.) nach Südosten, 5. das Auftreten von Kornsteinen (Muschelquadern) in der Nähe des Gebiets der Quaderkalke (Profil Brück).

0.4 m Hauptterebratelbank, Splitterkalk, oben locker, („Lettenstein“), unten fest. Kornstein. Terebrateln. *Terquemia*, *Lima*.

*Nodosus*schichten:

0.3 m MI: gelber Mergel.
1 m Kornsteinbänke, wenig Mergel. Austern. Darunter Blaukalk herrschend: *Gervilleia*, *Lima*, Austern.

Profil Brück-Schnepfenbach (nördl. Dettelbach), kombiniert.

Semipartitusschichten: ca. 9 m.

Fränkische Grenzschichten:
Glaukonitkalk: 65 cm dolomitische Bänke, Splitterkalk und Gekrösekalk, verstürzt.

Ca. 2,2 m Bairdienton:

80 cm gelbbrauner und graugrüner Mergelschiefer.
15 cm blaue und dolomitische gelbe Lagen.
30 cm Kornstein, oben und mitten Septarien.
10 cm Knauerkalk.
10 cm dolomitischer Kalk.
45 cm gelblicher — graugrüner Mergel, mitten schwach welliger Kalk.
20 cm verbackener Knauerkalk. Muscheln.
5 cm Schiefer.

4,8 m Terebratelschichten:

25 cm verbackener Knauerkalk, Austern, Muscheln. }
30 cm gelbbrauner Mergel. } O. T.?
20 cm Kalkbänkchen-Knollen, Mergel. }
55 cm O. T. Knauerkalk und Mergel. *Myacites*, *Gervilleia*, Terebrateln spärlich.
5—10 cm glatter, blauer Kalk.
70 cm „gelber Kipper“, oben Mergel, unten Mergelkalk.
20 cm blaue Kalkbänke.
10 cm gelber Mergel.
15 cm Kornstein.
35 cm dünne Kalkplatten und Mergel.
115 cm Splitter- und Wulstkalk, oben mit Terebrateln.
80 cm Kiesbank, gelber Mergel, unten grau. Kein Kalk (oder nur sehr wenig).

Hauptterebratelbank: 0.5 m. Oben Kornstein mit seideglänzenden Terebratelschalen, *Gervilleia*, *Pseudomonotis Alberti*; unten Splitterkalkbänke.

Gervilleienkalk:

50 cm MI gelber Mergel, oben mit Kalkplatten.
20 cm kristalliner Kornstein }
20 cm dünne Kalkbänke. } *Gervilleia*, *Lima*, Austern.
40 cm 2 Kornsteinbänke. } *Myophoria Goldfussi*,
70 cm Splitterkalk und Mergel. } *Cer. intermedius*

II. Weserland.

Im Weserland wird der obere Hauptmuschelkalk immer tonreicher; die Kalke treten hier mehr und mehr zurück. Aufschlüsse sind daher in diesen Lagen nur vorübergehend an Weg- und Eisenbahneinschnitten vorhanden. Am besten sind sie noch erschlossen an dem Einschnitt der Bremsbahn, die einst die Braunkohlen des Meißner zu Tal führte. Mehr die untere Lettenkohle als den oberen Muschelkalk zeigen die von GRUPE angegebenen Aufschlüsse von Bödexen (Blatt Holzminden) und Polle (Blatt Ottenstein).

Untere Lettenkohle.

Auf Blatt Mihla sind die beschriebenen Aufschlüsse fast alle verfallen. Doch läßt sich noch in nächster Nähe der Muschelkalkgrenze der Leithorizont mit feinsandigen, feinschichtigen Plättchen nachweisen. Ihr Abstand von der Muschelkalkgrenze wächst nach Nordwesten. Am Meißner sind es schon etwa 2½ m; dafür nimmt hier auch der Plattenhorizont an Dicke zu. Bei Bödexen (Holzminden) beginnen die sandigen Lagen etwa 2½ m über der Muschelkalkgrenze, werden aber 5—6 m dick und bilden in den oberen 4 m einen unten dünnschichtigen, glimmerigen, oben dickbankigen Sandstein = GRUPES „Unterer Lettenkohlensandstein". Auch bei Polle (Ottenstein) treten wieder diese Platten auf, die nach oben in einen richtigen Sandstein übergehen (alter Friedhof von Ottenstein). Der Abstand des Plattenhorizonts (= Unterer Lettenkohlensandstein) wächst also mit der Mächtigkeit der Lettenkohle.

Etwa 1½—2 m über der Grenze zum Muschelkalk treten bei Bödexen braune, plattige Dolomite auf, ganz erfüllt von *Lingula tenuissima*, besonders schön an der „Neuen Trift" südlich des Ortes. CARTHAUS beschreibt sie in ähnlichen Lagen von Holzhausen. Darunter liegen dunkle Schiefertone und gelbbrauner dolomitischer Mergel.

Muschelkalkgrenze und Semipartitusschichten.

Die Grenze Muschelkalk—Lettenkohle ist in Norddeutschland weniger scharf ausgeprägt als im Süden. Denn auch der oberste Muschelkalk ist sehr tonreich, enthält auch gelegentlich Sandsteinplatten, und der Glaukonitkalk ist nicht mehr so typisch ausgebildet wie noch in Meiningen. Am Meißner tritt in der untersten Lettenkohle schön ausgebildeter Nagelkalk auf, bis 20 cm dick. MOESTA

wählte ihn als Grenze. Ich lege die Grenze 2 m tiefer. Denn der Plattenhorizont beginnt nur wenig über dem Nagelkalk und ist im Profil vom Meißner als Nr. 1 (grauer, sandig-mergeliger Schieferletten mit Pflanzenresten), in dem von Trubenhausen (jetzt verfallen) wahrscheinlich als Nr. 7 (schmutzig-gelbgrauer, sandiger Mergelschiefer mit Pflanzenresten) beschrieben. Für unserer Grenze entsprechend halte ich seine Bänke Nr. 7 (glatte Kalkschicht) bzw. Nr. 3 (rauchgrauer fester Kalk). Der Nagelkalk — nach Moesta „bituminöser Flaserkalk, Flasern senkrecht zur Schichtung, bleicht an der Luft" — darf schon deshalb nicht als Formationsgrenze gewählt werden, weil er ja eine sekundäre Bildung ist (Reis), also überall neu entstehen kann, wo die Bedingungen günstig sind. Tatsächlich kommen auch unter Moestas Grenze noch mehrere Nagelkalkschmitzen vor, während im Profil Trubenhausen der Nagelkalk zu fehlen scheint, weshalb hier die Grenze wesentlich tiefer gelegt wird.

Die Grenzbank bildet am Meißner — nach meiner Ansicht — eine harte Splitterkalkbank, die oben ein dünnes Bonebed trägt, rund 2 m unter dem Nagelkalk. Bei Bödexen sind es stark verkieselte Platten mit Fluidalstruktur und etwas Bonebed, beim Anschlagen Funken sprühend. Bei Polle ist die Grenzschicht mehr kalkig-dolomitisch, enthält Bonebedreste, Koprolithen, Myophorien, Malachit und Glaukonit; auch hier wieder fluidale Struktur. Sie entspricht dem Bairdienkalk von Carthaus (Profil Holzhausen). Abgesehen von dieser etwa 20 cm dicken Grenzbank ist der Glaukonit-„Kalk" in Mergelschiefer oder Schieferton übergegangen. Bei Polle und Bödexen sind diese oben steinmergelartig. Bei Holzhausen gibt Carthaus für die Fränkischen Grenzschichten noch keine 10% feste Bänke an. Am Meißner ist das Verhältnis noch nicht so ungünstig. Blaukalk und Kalkknollen sind hier in den dem Bairdienton entsprechenden Schichten etwas häufiger. Hier ist das Verhältnis Ton zu Kalk überhaupt derart, wie es die Ceratiten bevorzugen, während weiter im Norden (Ottenstein) Ton und Mergel oben zu sehr herrschen. Daher lieferte der Meißner auch sehr viel Ceratiten. Das Hauptlager der Semipartiten ist 2½—6½ m unter der Grenze, genau wie im Fränkischen. Der untere Teil der Fränkischen Grenzschichten und die „obere Terebratelbank" liefern die meisten Semipartiten; darunter werden sie immer seltener. *Ceratites dorsoplanus* und tiefer auch *Cer. intermedius* treten an ihre Stelle. Für die Frän-

kischen Grenzschichten nehme ich im Weserland 4—4,4 m an; denn als „obere Terebratelbank" deute ich hier einen Knauerkalk mit Mergelschiefer, in dem ich allerdings keine Terebrateln mehr fand, aus dem aber auch CARTHAUS 20—30 cm große Semipartiten beschreibt (Holzhausen). Die Terebrateln der oberen Terebratelbank fangen eben schon im Maingebiet an, spärlich zu werden. Am Meißner liegt darunter gelber Mergel, der dem „gelben Kipper" entsprechen würde. Tiefer folgen nun Kalkknollen und dünne Kalkbänke mit Mergel. Doch ist dann bald das Profil — besonders durch die Durchwühlung auf Ceratiten — so verschüttet, daß genaue Aufnahmen kaum möglich sind. So konnte auch die Haupterebratelbank nicht festgestellt werden, weil gerade hier der Aufschluß zu schlecht ist.

*Nodosus*schichten.

Am Meißner sind noch die obersten *Nodosus*schichten erschlossen. Sie beginnen mit Gervilleien führenden Platten. Kalk und Ton befinden sich in bunter Wechsellagerung. Die Aufschlüsse in der Nähe von Göttingen, die mir Herr Geheimrat von KOENEN freundlichst mitteilte, zeigen keine wesentlich verschiedene Ausbildung des obersten Muschelkalks. Schichtenvergleichungen sind allerdings kaum möglich, denn die nur in Wasserrissen und an Wegrändern vorhandenen Profile sind noch tektonisch ziemlich gestört. Bei Elliehausen kommt *Myophoria pes anseris* im oberen *Nodosus*kalk vor. Eine Bank eigenartig senkrecht abgesonderten Kalkes hat eine größere Verbreitung. Bei Hardegsen sind noch ceratitenreiche obere *Nodosus*schichten erschlossen, vielleicht auch noch Semipartitusschichten.

In den oberen *Nodosus*kalk (Gervilleienkalk) gehört auch das Profil, das GRUPE vom Friedhof von Ottenstein beschreibt. Er reiht es allerdings 1 m unter dem „Unteren Lettenkohlensandstein" ein. „Die hangendsten, höchstens 1 m mächtigen Schichten unter dem Unteren Lettenkohlensandstein sind nicht mehr erschlossen und bestehen, soweit es im Felde zu sehen ist, aus grauen und bräunlichen Tonen mit vereinzelten kleineren Kalkknollen." Auf diesen Aufschluß gründet er seine „*Ostracina*-Schichten", die er mit den Semipartitusschichten parallel setzt. Nun ist aber die ganze Einreihung des Ottensteiner Profils irrig, und damit fallen auch seine weitergehenden Schlüsse.

Schon die Lage des Steinbruchs läßt eine so hohe Einreihung nicht beweisen. Denn die Sandsteinplatten beginnen im Felde mindestens 8 m darüber. Ferner stände diese Ausbildung der höchsten Muschelkalklagen petrographisch wie faunistisch einzigartig und abweichend da, sowohl für Blatt Ottenstein als auch für den ganzen obersten deutschen Muschelkalk. Das Profil zeigt dicke Muschelbänke, die z. T. fast in Kornstein übergehen. Der Kalk tritt hier sehr stark hervor, bei weitem stärker als in den Semipartitusschichten des Weserlandes, die 1—3 m unter der Lettenkohle fast rein tonig-mergelig sind. So fand ich sie bei Polle und Bödexen, und unter den Profilen von Grupe hat das von Ottenstein eine völlige Ausnahmestellung. Sonst sind überall die „entsprechenden" Schichten Mergel, Schiefertone mit Kalkknauern und vereinzelten Kalkbänken. Dagegen gleicht die petrographische Ausbildung derjenigen der oberen *Nodosus*schichten (etwa Gervilleienkalk), wo Muschelbänke und Kornsteine sehr verbreitet sind. Damit stimmen auch die Ceratiten vorzüglich überein: viele knotige Nodosen, darunter auch große Formen, wie sie noch in den höchsten Lagen der oberen *Nodosus*schichten vorkommen. Selbst Funde von *Cer. dorsoplanus* wären für diese Region nicht abnorm; denn beide kommen im Gervilleienkalk vor. *Pseudomonotis Alberti* ist in Süddeutschland zum letztenmal im mittleren Gervilleienkalk (Nähe der kleinen Terebrateln) häufig und verbreitet; weiter oben fehlt sie. So sprechen alle Gründe für eine Einreihung in die oberen *Nodosus*schichten (etwa Gervilleienkalk), mindestens 8—10 m unter der Lettenkohlengrenze. Damit fallen auch alle Unregelmäßigkeiten. *Placunopsis (Ostrea) ostracina* ist in Süddeutschland sehr verbreitet in den Terebratelschichten und im Gervilleienkalk. Das Vorkommen der Ceratiten ist dann ganz normal.

Trochitenkalk.

Auch im Weserland unten dicke Quader, vielfach abgebaut, oben Kalkplatten. Am Meißner ist die Grenze zum mittleren Muschelkalk erschlossen. Eine Bank mit vielen Turmschnecken fällt hier auf. Von Polle beschreibt Grupe fossilreiche Hornsteine aus dem oberen mittleren Muschelkalk. Sie stimmen petrographisch und faunistisch völlig mit denen überein, die Viktor Hohenstein am Rande des Schwarzwaldes nachgewiesen hat. Auch der Erhaltungszustand der Fossilien ist der gleiche.

Als obere Grenze des Trochitenkalks wählt man im Weserland eine Terebratelbank. Diese stimmt nicht mit unserer Grenze überein, sondern liegt wesentlich tiefer. In Franken kommen ja auch Terebratelbänke mitten im Trochitenkalk vor. Bei Hardegsen führt der Trochitenkalk auch Glaukonit.

Profil Meißner (Bremsbahn).

Untere Lettenkohle:

2.7 m Plattenhorizont: oben sandig-glimmerige Plättchen, nach unten feinsandig — Mergelschiefer.
0,2 m Nagelkalk, sehr schön ausgebildet. MOESTAS Grenzbank.
ca. 2 m dunkler Schieferton, unten gelb, mit einzelnen Nagelkalkschmitzen.

*Semipartitus*schichten:

4,4 m Fränkische Grenzschichten:
20 cm harter Splitterkalk, oben dünnes Bonebed.
150 cm gelber und grauer Mergelschiefer.
20 cm dünne Blaukalkplatten und Mergel. Bonebed.
60 cm Mergel und Kalkknollen.
50 cm Wulstkalk mit viel Mergel. *Ceratites semipartitus.*
80 cm gelblicher Mergel und feinsandige Bonebedplatten.
10 cm Blaukalk.
50 cm gelbgrauer Mergel. *Ceratites semipartitus.*

x m Terebratelschichten:

30 cm O. T.? Splitterkalk und Kalkknauern. *Cer. semipartitus.*
50 cm gelber Mergel („gelber Kipper").
150 cm Kalkknollen und dünne Kalkbänke mit Mergel. *Cer. dorsoplanus* und *semipartitus.*
Dann zum Teil verschüttet: noch *Nodosus*kalk erschlossen.

III. Lüneburg.

Viel umstritten ist die Einreihung der Schichten mit *Myophoria pes anseris* und *M. intermedia* von Lüneburg. An der Schafweide bei Lüneburg ist heute anstehender Muschelkalk kaum noch zu finden. Alles Wichtige ist jedoch in den Sammlungen des naturwissenschaftlichen Vereins (Museum) zu sehen. KEILHACK und MÜLLER stellen die Schichten in den Kohlenkeuper, weil „nach v. LINSTOW *M. intermedia* bisher nur aus dem Kohlenkeuper bekannt geworden ist" und „von v. LINSTOW zum Leitfossil erhoben" wurde. Nun kommt aber *M. intermedia* auch im typischen Hauptmuschelkalk vor (wobei keine Verwechslung mit *M. transversa* vorliegt). Damit fällt wieder ein „Leitfossil", dem zuliebe man es vorgezogen hatte,

Ceratites nodosus samt vielen anderen Muschelkalkfossilien in die Lettenkohle zu stellen!

Für Muschelkalk sprechen aber auch noch eine Reihe anderer Gründe: Die Gesteine zeigen einen vom sonstigen norddeutschen Muschelkalk (Tonplatten) abweichenden Typus: harte Kalke, fein porös, fast Kornsteine, mit dunklen Einschlüssen, Glaukonit und Fischresten, unseren Küstenkalken sehr ähnlich. Unter keinen Umständen können wir sie mit Lettenkohle vergleichen; die hat normal andere Gesteine. Dazu ist die ganze Fauna, die aus diesem „Kohlenkeuper" beschrieben wird, eine echte Muschelkalkfauna, von der unseres oberen *Nodosus*kalks kaum wesentlich abweichend. Gerade hier häufen sich *Placunopsis (Ostrea) ostracina*, *Velopecten (Pseudomonotis) Alberti*, *Gervilleia socialis*, *Ceratites nodosus*, Schnecken und Myophorien. Auffallend erscheint zunächst der Reichtum an Myophorien. Diese kommen aber auch in Franken lokal fast gesteinsbildend vor, aber eben nur nesterweis. Besonders dem Ries zu werden sie immer häufiger, während sie im Beckeninnern mehr zurücktreten. *Myophoria pes anseris* kommt in den *Semipartitus*schichten wie im *Nodosus*kalk vor (vgl. auch Profil Weimar), während ich sie in der Lettenkohle noch nicht gefunden habe. Die *Pes-anseris*-Schichten führen Zähne von *Hybodus*, *Acrodus*, *Nothosaurus*, genau wie im Süden der obere Hauptmuschelkalk. Alle Gesteine sind reich an Glaukonit (auch die des Muschelkalks von Helgoland). Sie entsprechen deshalb aber nicht dem Glaukonitkalk Kokens; denn Glaukonit ist auch im oberen *Nodosus*kalk sehr verbreitet, besonders in Thüringen und Franken. Terebrateln kommen auch vor. Manche Gesteine sind auch dolomitisch.

Nun die stratigraphische Einreihung. In Süddeutschland liegen die ersten Nodosen 4—5 m unter dem Hauptlager von *Myophoria pes anseris*. Nun kommt diese aber auch noch im echten *Nodosus*kalk vor. Ob diese Vorkommen von Elliehausen und Weimar denen von Lüneburg entsprechen, läßt sich nicht sicher nachweisen. Jedenfalls gehören die *Pes-anseris*- und *Intermedia*-Bänke von Lüneburg zweifellos nicht in die Lettenkohle, sondern in den oberen *Nodosus*kalk. Die Ceratiten sind im Süden unter den gleichen Verhältnissen (1. Kornsteine, Myophorienkalk, 2. Glaukonit und Küstenkalk, 3. Dolomit) auch spärlich. All das scheint mir auch darauf hinzuweisen, daß die Küste (hier wie in Helgoland) nicht allzufern und

das Meer schon ziemlich flach war. Inwieweit ein Auskeilen von Schichten hier eingesetzt hat, ob vielleicht schon die ganzen Semipartitusschichten fehlen, läßt sich nur entscheiden, wenn gute Aufschlüsse vorhanden sind. Mir erscheint nach der Ausbildung der Gesteine beides möglich. Auch sind echte Semipartiten dort nicht gefunden worden, nur ein *Cer. dorsoplanus* von Helgoland, und der kommt auch noch im obersten *Nodosus*kalk vor.

IV. Thüringen.

Den Thüringer Muschelkalk hat Richard Wagner in Zwätzen (Jena) in seiner grundlegenden Arbeit „Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalks bei Jena“ beschrieben. Über der *Cycloides*bank fand er noch 10,18 m „obere Tonplatten“. Da diese auffallend geringe Mächtigkeit dieser Schichten, die bei Würzburg 40 m dick sind, dem Thüringer Muschelkalk eine Sonderstellung verschafft hatte, war eine nochmalige Untersuchung dieser höchsten Muschelkalklagen wünschenswert, um so mehr, da früher überhaupt keine zusammenhängenden und hinreichenden Aufschlüsse in dieser Region vorhanden waren. Neuerdings sind diese Schichten jedoch an der Bahnlinie östlich Weimar erschlossen, worauf mich Herr Richard Wagner freundlichst aufmerksam machte. Es gelang nun, ein vollständiges Profil des ganzen oberen *Nodosus*kalks und der *Semipartitus*schichten aufzunehmen. Da tektonische Störungen vorkommen und die Schichten vielfach abgeböscht sind, ist mit einigen ungenauen Mächtigkeitsangaben zu rechnen.

Profil Weimar, Bahneinschnitt.

Lettenkohle:

ca. 20 m Dolomite, sandige Dolomite, Sandsteine, sandiger Mergel und Schieferton.

ca. 3.5 m grauer Schieferton, mitten grauer Mergel, der in gelben Zellendolomit übergeht.

4.3 m *Semipartitus*schichten, und zwar:

1.7 m Fränkische Grenzschichten:

15—20 cm harte, verkieselte Kalksandsteinplatten, Glimmer, Fischreste.

150—160 cm gelbgrauer Mergelschiefer, oben grauer Steinmergel, gelb verwitternd.

2.6 m Terebratelschichten:

25 cm gelber und grauer Wulstkalk, Fischreste. O. T.?

80 cm gelber Mergelkalk, oben grau (= ‚gelber Kipper‘).

40 cm dünne Kalkbänke und Mergel.
100 cm grauer Schieferton, etwas Glimmer, vereinzelte Sandsteinplättchen. = ‚Kiesbank'.
15 cm welliger Kalk — Splitterkalk und Mergel.
0,2 m Haupttterebratelbank: hellblauer Kalk, Terebrateln mit seideglänzenden Schalen, wenn auch nicht sehr viel; *Gervilleia*.

*Nodosus*schichten, noch ca. 27 m erschlossen.

4,6 m Oberer Gervilleienkalk:

40 cm grauer Mergel, gelb verwitternd. Sandsteinplatten = MI.
145 cm Splitterkalk und Muschelbänke, mit Mergel und Schieferton wechsellagernd.
20 cm Zinkblendebank mit Austern: harter, kristalliner Kornstein.
115 cm Mergel, wenig Kalk (MII).
20 cm 2 Splitterkalkbänke.
120 cm Mergel und Kalk (M III), unten sandig, Glaukonitmulm. Fischschuppenschichten.

2,6 m Unterer Gervilleienkalk:

100 cm ‚Thüringer Glaukonitkalk'. Bank der kleinen Terebrateln (K.T.). Kleine Terebrateln, *Cer. intermedius*, oben riffartige Erhebungen, Bonebed. Glaukonitkalk und Glaukonitsandstein. Kornstein (Quader).
160 cm grauer Schieferton, ‚Tonhorizont'.

ca. 13,4 m Obere *Nodosus*platten.

80 cm grauer Schieferton mit Kalkplättchen (ev. noch zu T. H.).
20 cm Splitterkalk-Kornstein. *Myophoria pes anseris*.
120 cm grauer Schieferton.
25 cm dünne Splitterkalke, wenig Mergel.
100 cm grauer Schieferton, unten Kalkplättchen, *Cer. nodosus*.
40 cm Splitterkalkbank, hervortretend. Liegende Stylolithen.
40 cm grauer Schieferton, weiß ausblühend.
50 cm kristalline Splitterkalkbänke, Mergel, schwarze Bonebedlagen.
50 cm grauer Schiefertton. Fischschuppen.
ca 800 cm Kalkbänke und Schieferton in buntem Wechsel.

0,4 m *Cycloides*bank.
6 m + Untere *Nodosus*platten.

300 cm Schieferton und Kalk.
300 + Splitterkalk vorherrschend.

Als Grenze wähle ich die harten, sandigen, verkieselten Bonebedplatten, die auch bei Görsleben (südöstlich Frankenhausen) vorhanden sind und denen des Weserlandes entsprechen. Die Kastendolomite als Grenze zu wählen halte ich für unzweckmäßig, denn sie sind ja sekundärer Entstehung, kommen zwar normal in der Lettenkohle vor, aber

auch noch im typischen Muschelkalk. Die Fränkischen Grenzschichten sind nur 1,7 m mächtig, das Auskeilen hat also schon ziemlich stark eingesetzt, und die Kurve von Wasselnheim (Straßburg), Vaihingen a. d. Enz, Hall, Gerabronn, Riedenheim, Rothenburg läuft auch durch Weimar. In der „oberen Terebratelbank" fand ich Fischreste, aber keine Terebrateln mehr. „Gelber Kipper" und „Kiesbank" des Mainlandes lassen sich deutlich wiedererkennen. In der darunterliegenden Bank hatte ich die Hauptterebratelbank vermutet, und bald waren auch die Terebrateln gefunden. Viele sind's gerade nicht, aber der sichere Nachweis ist erbracht. 4,6 m darunter liegt der „Thüringer Glaukonitkalk". An der Dürrenbacher Hütte (bei Weimar) hatte ich ihn zuerst gesehen und als Bank der kleinen Terebrateln angesprochen, obwohl ich seine Lage im Gesamtprofil nicht kannte. Hier ließ sich nun feststellen, daß sein Abstand von der Hauptterebratelbank, sowie von der *Cycloides*bank den sicheren Beweis der Identität erbringt. Die kleinen Terebrateln sind besonders oben häufig. Riffartige Erhebungen erinnern an die Austernriffe Frankens und Lothringens. Auch die Sphärocodien fehlen nicht: bei Klein-Romstedt (bei Jena) kommen sie in kleineren Formen vor. Die Parallelen weisen hier wieder nach Franken (Kirchberg—Hall—Murrtal) und Wasselnheim. Die Bank der kleinen Terebrateln ist die erste massige Kalkbank des Muschelkalks. Sie wird bis 1,2 m dick und besteht aus Kornsteinen oder Muschelquadern, wird daher überall abgebaut. Bezeichnend ist der Reichtum an Glaukonit, ein förmlicher Glaukonitmergel liegt oben drauf. Bonebedreste und Sandsteinplatten sind sehr verbreitet. Es sind die thüringischen Fischschuppenschichten, die seit alter Zeit bekannt sind. Auch bei Görsleben treten Kornsteine auf mit *Gervilleia*, *Pecten*, *Lima*, Austern. Sie dürften in denselben Horizont gehören. Die Bank der kleinen Terebrateln ist für Thüringen ein vorzüglicher Leithorizont.

Rund 2½ m über diesem Glaukonitkalk liegt die Zinkblendebank, die Herr Dr. R. Michael als durchgehend bei Weimar nachgewiesen hat, und auf die er mich auch freundlichst aufmerksam machte. Ich fand sie denn auch bei Jena wieder (Klein-Romstedt), und vielleicht entspricht ihr auch eine Zinkblende führende Bank bei Thale (am Harz) an der Ziegelei.

Dicht unter der Bank der kleinen Terebrateln treten graue Schiefertone auf, unserm Tonhorizont entsprechend,

die also *Orbiculoidea*, *Lingula* und *Ostracoden* führen könnten. Die oberen *Nodosus*platten führen *Myophoria pes anseris*. Zwischen der Bank der kleinen Terebrateln und der *Cycloides*bank liegen rund 15 m (nach Messungen von MICHAEL etwa 12 m) Ton und Kalk. Wir haben also folgende Mächtigkeiten:

4,3 m *Semipartitus*schichten	Fränkische Grenzschichten 1,7 m Terebratelschichten 2,6 m	„Obere Tonplatten“ etwa 25 m (statt 10,16 m)
0,2 m Haupterebratelbank		
ca 20,6 m oberer *Nodosus*kalk (mindestens 18 m!)	oberer Gervilleienkalk 4,6 m unterer Gervilleienkalk 2,6 m obere *Nodosus*platten ca. 13,4 m	
0,4 m *Cycloides*bank		

Damit fällt die Ausnahmestellung des Thüringer Muschelkalks, die er nur solange besessen hatte, bis ausreichende Aufschlüsse und genügendes Vergleichsmaterial vorhanden waren.

Trigonodus Sandbergeri fehlt in Thüringen, denn er liebt den Ton nicht. Auch den Semipartiten mag es hier zu tonig-mergelig gewesen sein.

Verwechslungen zwischen der *Cycloides*bank und der Bank der kleinen Terebrateln mögen früher wohl vorgekommen sein, denn lokal ist in Thüringen die letztere sehr reich an Terebrateln, die von *Terebratula vulgaris var. cycloides* sehr schwer zu unterscheiden sind. Dazu wird die Bank der kleinen Terebrateln sehr häufig abgebaut, weil sie noch die dicksten Kornsteinbänke liefert. Doch ist sie sehr reich an Glaukonit, oft ein reiner Glaukonitkalk oder Glaukonitsandstein, oben mit Glaukonitmulm oder Glaukonitmergel und Fischschuppenschichten. So ist die Bank der kleinen Terebrateln, der Thüringer Glaukonitkalk, scharf genug charakterisiert, um Verwechslungen auszuschließen.

Eigentümlich für den ganzen norddeutschen oberen Hauptmuschelkalk ist das Auftreten von sandigen Lagen, die in regelrechte Sandsteinplatten übergehen können, so besonders im Gervilleienkalk Thüringens. Die sandigen Lagen fehlen aber ebensowenig im Weserland (bis nach Meiningen). Bei Weimar und Jena kommen über den kleinen Terebrateln auch wellige Kalke vor, die allerdings nicht so hochwellig werden wie die Gekrösekalke. Kreideartige,

weißlich-mergelige Kalke sind viel mehr verbreitet als im Süden, wo sie fast ganz fehlen.

Der Thüringer Muschelkalk unterscheidet sich von dem Unterfrankens durch stärkeres Vorherrschen des Tons, durch reichere Entwicklung der Bank der kleinen Terebrateln zugleich mit starker Glaukonit- und Sandführung, durch beträchtliche Abnahme der *Semipartitus*schichten, die zudem nur 10—20 % festere Lagen enthalten. Wir sind hier der Küste wesentlich näher als in Unterfranken; unter Umständen muß mit einem Auskeilen des ganzen Glaukonitkalks KOKENS gerechnet werden.

Profil Klein-Romstedt NW. (bei Jena).
(Vgl. Profil Dr. Richard Wagner, Zwätzen.)

*Nodosus*schichten. (Im Abraum wäre die Haupttercbratelbank zu suchen.)

ca. 50 cm	gelber Mergel (=M1?).
45 cm	oben Splitterkalk, mitten Mergelkalk, unten Muschelbank.
50 cm	Mergel.
10 cm	Splitterkalk.
25 cm	gelbbrauner Mergel.
10 cm	Kornstein mit Zinkblende. ‚Zinkblendebank'.
10 cm	Mergel.
10 cm	Splitterkalk mit Muscheln.
100 cm	gelbgrauer Mergel und gelbweißer, kreidiger Kalk.
35 cm	2 sandige, kristalline Splitterkalkbänke, rasch wechselnd.
35 cm	graugelber Mergel, zum Teil sandig.
40 cm	Knauerkalk, zum Teil welliger Kalk, Muscheln, Gervilleia.
15 cm	Glaukonitkalk, Schmitzen mit kleinen Terebrateln. K.T.
40 cm	wellige Kalke und gelbe Mergel, Glaukonite und Glaukonitsand.
5 cm	Glaukonitsandstein.
40—60 cm	K. T. Quader. rötlicher Kornstein, Bonebed, Glaukonit, kleine Terebrateln, Gervilleien, südlich des Orts auch Sphärocodien.
10 cm	Wulstkalk.
60—80 cm	Muschelquader.

V. Oberfranken.

Der obere Hauptmuschelkalk zwischen Kronach—Kulmbach—Bayreuth ist die kalkreichere Ausbildung des Thüringer Muschelkalks. Daher ist er auch in einer Reihe von Steinbrüchen erschlossen, die sämtlich den *Nodosus*kalk ausbeuten oder noch in den Trochitenkalk hinabgehen. Aufschlüsse der *Semipartitus*schichten fand ich leider nicht.

Die höchsten Schichten reichten bis in die Nähe der Haupt-terebratelbank. Schade, denn gerade sie hätten interessante Schlüsse über den Verlauf der alten Küste ziehen lassen, weil hier mit einem beträchtlichen Auskeilen zu rechnen ist. Auch der Sandstein der Lettenkohle wird wesentlich grobkörniger (bei Lessau), denn das alte Festland ist in der Nähe. Im Muschelkalk ist der Glaukonit im ganzen Gebiet sehr verbreitet, nicht nur in der Bank der kleinen Terebrateln (= Thüringer Glaukonitkalk), wo er in Glaukonitmulm, Glaukonitmergel, Glaukonitkalk und Glaukonitsandstein sich anhäuft, sondern auch in der Nähe der *Cycloides*bank, in der Spiriferenbank (bei Hegnabrunn W) und am Bindlacher Berg bei Bayreuth in mächtigen Quadern verstürzt etwa 4 m über den kleinen Terebrateln. Diese Quader sind außerordentlich reich an Glaukonit und führen Terebrateln und *Pseudomonotis Alberti*. Vielleicht entsprechen sie der Hauptterebratelbank, jedenfalls liegen sie tiefer als KOKENS Glaukonitkalk. Trotzdem wäre es nicht ausgeschlossen, daß sie infolge starken Auskeilens der Schichten darüber die Grenze bildeten.

Im oberen *Nodosus*kalk sind Küstenkalke (reich an vielen kleinen, dunklen Körnern und schwarzen Einschlüssen) sehr verbreitet. Bei Unter-Rodach, Unter-Steinach, Hegnabrunn (hier sogar tief im *Nodosus*kalk) kommen sie zum Teil in verschiedenen Bänken vor, besonders in der Bank der kleinen Terebrateln. Bei Stockau (Bayreuth SO) sind sie geradezu typisch entwickelt, wie bei Filsdorf in Lothringen und bei Crailsheim—Vellberg—Hall in Franken.

Sphärocodien treten in der Bank der kleinen Terebrateln auf, wie auch in Thüringen, Franken und im Elsaß. Ich fand sie bei Unter-Steinach und Laukendorf. Regelrechte Konglomeratbänke kommen im oberen *Nodosus*kalk vor, besonders schön bei Unter-Steinach und Hegnabrunn. Muschelquader treten nicht nur in der Bank der kleinen Terebrateln auf, sondern sind im ganzen *Nodosus*kalk zu finden. Mehrfach zeigten sie deutliche Schrägschichtung (sogar noch die Spiriferenbank). Stark verkieselte Kalke treten in der Nähe der Grenze auf oder bilden die Grenzbank. (Laukendorf—Lessau.)

Das sind Beweise genug für Küstennähe. Dazu kommt noch, daß der Wellenkalk bei Trebgast anfängt sandig zu werden. Auch mit einer starken Mächtigkeitsabnahme ist zu rechnen. Allerdings sind die Angaben der bayrischen

Geologen für dieses Gebiet zu niedrig. GÜMBEL gibt für Schwingen bei Kulmbach nur 27 m Mächtigkeit des Hauptmuschelkalks an und THÜRACH für die Schichten über der *Cycloides*bank bei Himmelskron nur 10 m. Ich würde für das Gebiet nördlich Bayreuth mindestens 40 m Gesamtmächtigkeit annehmen, von denen 15—20 m auf die Schichten über der *Cycloides*bank entfallen würden. Ob Verwechslungen zwischen *Cycloides*bank und der Bank der kleinen Terebrateln vorgekommen sind, ist noch nicht zu entscheiden.

Die Bank der kleinen Terebrateln führt auch *Lima striata*, *Pecten laevigatus*, Austern (die auch Erhebungen, kleine Riffe bilden), Sphärocodien, kleine Ceratiten, Bonebed und Glaukonit. Der obere Gervilleienkalk enthält besonders *Gervilleia socialis* und *Pseudomonotis (Pecten) Alberti*. GÜMBEL beschreibt von Unter-Steinach *Ceratites semipartitus*. Die Aufschlüsse dort liegen im Gervilleienkalk und reichen höchstens bis zur Haupterebratelbank. Da früher nicht zwischen *Cer. semipartitus* und den noch im Gervilleienkalk vorkommenden *Cer. dorsoplanus* und *Cer. intermedius* unterschieden wurde, läßt sich so die Frage einfach lösen. Denn echte Semipartiten sollten dort sehr spärlich sein oder ganz fehlen. Auch die Sammler erhalten aus Oberfranken nie (oder nur selten) echte Semipartiten, meist nur Nodosen in allen möglichen Formen.

Schichtenvergleichungen sind in Oberfranken, wie überhaupt in küstennahen Gebieten, außerordentlich schwierig. Meist sterile Blaukalke ohne charakteristische Merkmale, alles ziemlich einheitlich, fast keine auffallenden Bänke, die sich festhalten und leicht wiedererkennen ließen. Dazu keine ordentlichen Grenzaufschlüsse. So bleibt nur übrig, alle Steinbrüche systematisch Bank für Bank aufzuzeichnen, die spärlichen Fossilien einzutragen, anders sind Schichtenvergleichungen zu gewagt. Nur die Bank der kleinen Terebrateln bietet Vergleichsmöglichkeiten.

Übersicht über den deutschen Hauptmuschelkalk.

Die Untersuchung des größten Teils des deutschen Hauptmuschelkalks hat nun die folgende Gliederung ergeben. Sie wurde in Franken aufgestellt, hat sich aber nicht nur im Neckar- und Mainland als durchführbar erwiesen, sondern auch in Elsaß-Lothringen und Thüringen, während im Weserland eine vollständige Durchführung bei

dem großen Mangel an guten Aufschlüssen nicht möglich war. Doch gilt auch hier diese Gliederung in ihren Hauptzügen.

I. *Semipartitus* schichten. 7—8 m.

a) 4 m Fränkische Grenzschichten. die mit Grenzbonebed und Glaukonitkalk beginnen. Nach Südosten vollständig auskeilend. Im Kalk herrschen Myophorien, im Ton Ostrakoden. *Ceratites semipartitus*, Verarmung der Muschelkalkfauna.

b) 3—4 m Terebratelschichten. Beginnend mit der knauerigen ‚oberen Terebratelbank' und dem (oberen) Sphärocodienkalk. Unter diesem setzt in Schwaben. im Elsaß und im westlichen Lothringen der *Trigonodus* dolomit ein. Die Terebrateln herrschen, (in Norddeutschland treten sie allerdings sehr zurück), außerdem besonders Austern, *Pecten*, Gervilleien. *Ceratites dorsoplanus. semipartitus.* Letztes Aufblühen der Muschelkalkfauna.

Hauptterebratelbank, meist 0,5 m; Terebrateln herrschend. *Ceratites dorsoplanus*, *intermedius (semipartitus*, *nodosus* (?), selten).

II. *Nodosus* schichten, durchschnittlich 40 m.

a) 7—10 m Gervilleienkalk. Unter der Mitte: Bank der kleinen Terebrateln mit Sphärocodien und einer reichen Fauna (besonders kleine Formen). Kornsteine und Austernriffe sehr verbreitet. Gervilleien herrschend. *Ceratites intermedius*, *Cer*, *nodosus (major* und *laevis)*. *Cer. dorsoplanus.*

b) Obere *Nodosus*platten. reich an *Cer. nodosus.* Fossilarme Bänke häufig.

Cycloides bank, 20—40 m unter der Grenze.

c) Untere *Nodosus* platten. *Cer. compressus. spinosus.*

III. Trochitenkalk, durchschnittlich 30 m (20—40 m), beginnend mit:

Spiriferenbank, die zum erstenmal Trochiten in größerer Zahl führt.

a) Plattiger Trochitenkalk. reich an Ton. arm an Trochiten. *Cer. compressus.*

b) Massiger Trochitenkalk. reich an dicken Bänken, mit Trochiten und Terebrateln.

c) Grenzbänke mit Hornstein.

Die kleinen Terebrateln haben eine weite Verbreitung: Aidlingen (Blatt Busendorf in Lothringen), Wasselnheim (Elsaß), Enz-, Murr-, Kocher- und Taubergebiet, Oberfranken, Thüringen.

Sphärocodien führt der obere *Nodosus*kalk in Lothringen (Filsdorf), im Elsaß (Wasselnheim), im Murr-,

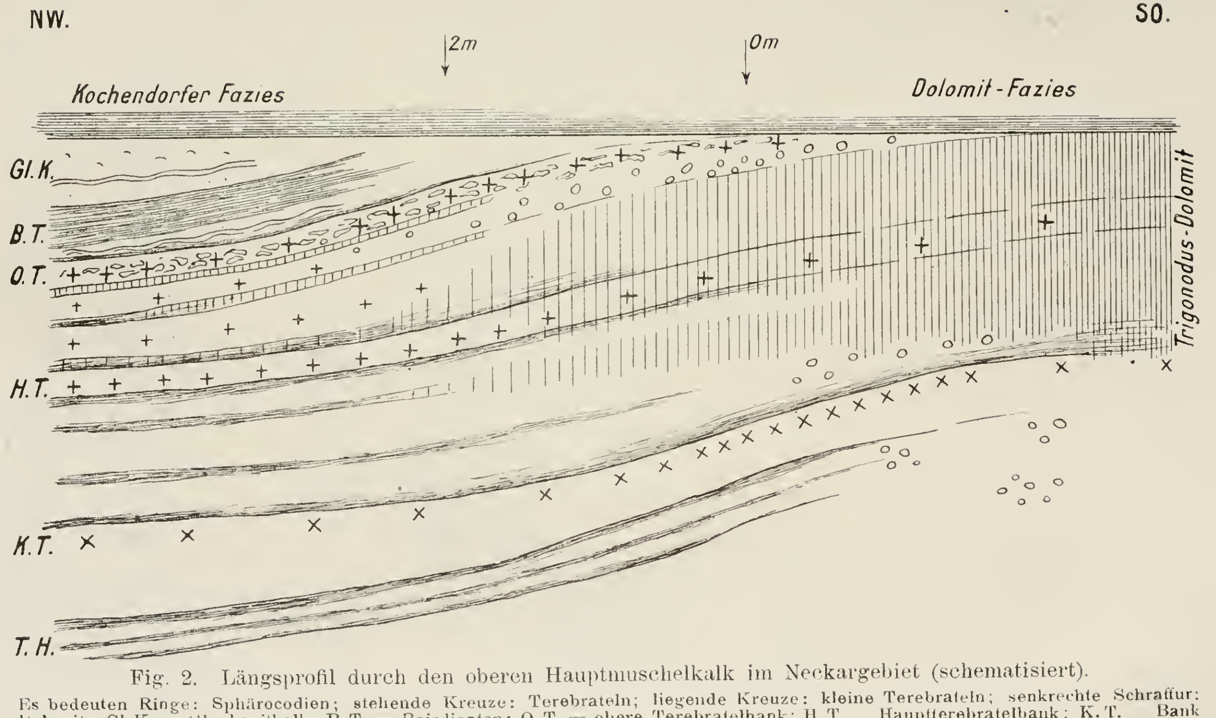


Fig. 2. Längsprofil durch den oberen Hauptmuschelkalk im Neckargebiet (schematisiert).

Es bedeuten Ringe: Sphärocodien; stehende Kreuze: Terebrateln; liegende Kreuze: kleine Terebrateln; senkrechte Schraffur: Dolomit. Gl. K. = Glaukonitkalk; B. T. = Bairdienton; O. T. = obere Terebratelbank; H. T. = Haupttrebratelbank; K. T. = Bank der kleinen Terebrateln; T. H. = Tonhorizont; 2 m und 0 m = Mächtigkeit der Fränkischen Grenzschichten (vgl. Karte).

Das Profil zeigt: Das Auskeilen der obersten Schichten nach Südosten; das Einsetzen des Trigonodusdolomits in der Nähe der Haupttrebratelbank und sein Anschwellen auf Kosten kalkiger Schichten nach Süden; den Übergang von Ton in Kalk; das Auftreten der Sphärocodien und der Terebrateln

Kocher-, Jagst- und Taubergebiet, in Oberfranken und Thüringen. In den Terebratelschichten sind sie nachgewiesen von Wasselnheim bis Rothenburg o. T.



Fig. 3. Land und Meer zur Zeit des oberen Hauptmuschelkalks.
Die beiden Linien sind Kurven gleicher Mächtigkeit der Fränkischen Grenzschichten (0 m und 2 m). — (Die Küstenkalke bei Aachen sind nur vermutet, noch nicht festgestellt.) K   Kunzelsau.

S t a r k e   A u f a r b e i t u n g   d e s   U n t e r g r u n d e s kommt vor im Murr-, Kocher-, Jagst-, Taubergebiet und in Oberfranken. Hier kommt es sogar zu Konglomeratbänken.

Küstenkalke fand ich in Lothringen (Filsdorf), im Murr-, Kocher-, Jagst- und Taubergebiet (besonders dem Ries zu, in schönster Ausbildung bei Crailsheim) und in Oberfranken. Auch die Lüneburger Kalke nähern sich sehr diesen Küstenkalken.

Starken Glaukonitgehalt zeigt der obere *Nodosus*kalk im Murr-, Kocher- und Jagstgebiet, in Oberfranken, Thüringen, bei Lüneburg und auf Helgoland.

Dolomit ist verbreitet in Schwaben und im Elsaß, im westlichen Lothringen und in der Eifel, auch bei Lüneburg gibt es stark dolomitische Kalke. Der primär entstandene Trigonodusdolomit umfaßt das untere Drittel der *Semipartitus*schichten und den obersten Teil der *Nodosus*schichten.

Die höchsten Muschelkalklagen (Fränkische Grenzschichten und zum Teil auch die Terebratelschichten) keilen aus gegen das südliche Elsaß, gegen Schwaben (besonders das Ries) und das böhmische Massiv. Wahrscheinlich ist ein Auskeilen im Gebiet der Mosel (gegen Luxemburg), der Eifel und bei Lüneburg.

Das Meer zur Zeit des Hauptmuschelkalks hatte seine größte Tiefe im Weserland (bis Meiningen), von da über den Werngrund nach Würzburg und über das Bauland (nördliches Baden) zum Saargebiet. Eine Verflachung erfolgt einerseits gegen die Ardennen, andererseits gegen das Elsaß, Schwaben (Ries), Oberfranken, Thüringen und sehr wahrscheinlich auch gegen Lüneburg. Die Küste, die bei uns in Süddeutschland W—O bis WSW—ONO gerichtet war, bog in Oberfranken mehr nach Norden um.

[Manuskript eingegangen am 20. Februar 1914.]

Anmerkung der Redaktion: Der Druck vorstehender Abhandlung erlitt infolge des Krieges erhebliche Verzögerung. R. Bärtling.

5. Zur Gliederung des Oberen Muschelkalkes in Lothringen.

Von Herrn K. BODEN in München.

Der Obere Muschelkalk Lothringens wurde von SCHUMACHER und VAN WERVEKE in folgende Stufen gegliedert[1]):

Lettenkohle	30 m
Obere *Semipartitus*-(Terebratel-)Schichten	5 m
Untere „ „	5 m
Schichten mit *Ceratites nodosus*	32 m
Trochitenkalk	12 m

BENECKE[2]) trennte die Schichten mit *Ceratites nodosus* dieser Gliederung nach dem Vorwalten der beiden Ceratitenarten *Cer. compressus* und *Cer. nodosus* in die 12 m mächtigen *Compressus*-Schichten und die darüber lagernden 20 m mächtigen *Nodosus*-Schichten, welche auch bezüglich der petrographischen Beschaffenheit gewisse Unterschiede aufweisen.

Die zwischen Cirey, Folkringen und Verdenal ausgeführten Untersuchungen bestätigen und ergänzen diese stratigraphischen Ergebnisse.

Um zu einer möglichst eingehenden kartographischen Darstellung zu gelangen, wurde versucht, die einzelnen Stufen in erster Linie durch petrographische Merkmale zu kennzeichnen. — Von den zahllosen im Muschelkalk eingeschlossenen Brachiopoden und Zweischalern kann kaum eine Spezies als Leitfossil im strengen Sinne angesehen werden. Die große Anhäufung von Formen innerhalb gewisser Bänke

---

[1]) Erläuterungen zu Blatt Pfalzburg 1 : 25 000, Geolog. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1902. (S. 118 und 119). Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken 1 : 200 000 (S. 175—178). Straßburg 1906. Von der Lettenkohle sollen hier jedoch nur die tieferen als Dolomitische Region bezeichneten Schichten in den Kreis der Betrachtungen gezogen und als Oberster Hauptmuschelkalk angesehen werden. Eine eingehendere Gliederung des Oberen Hauptmuschelkalkes in Elsaß-Lothringen finden wir bei G. WAGNER. (Centralbl. f. Miner. Geol. u. Palaeont. 1913. S. 551.)

[2]) Über das Auftreten der Ceratiten in dem elsaß-lothringischen Oberen Muschelkalk (Centralbl. f. Min. Geol. und Palaeont. 1911. S. 593).

sowie Erhaltungszustand und Größe bilden jedoch ein wichtiges Hilfsmittel zur Charakterisierung der Schichten.

Auch die meist stark korrodierten und bei mangelnden Aufschlüssen selten im Anstehenden gefundenen Ceratiten sind beim Kartieren zur Unterscheidung der einzelnen Stufen wichtig. Eine lediglich auf diese Formen gegründete Einteilung kommt jedoch für Kartierungszwecke nicht in Frage.

Nach diesen Gesichtspunkten konnten auf Grund der zahlreichen aufgenommenen Profile folgende Stufen unterschieden werden:

Dolomitische Region	12 m
Obere *Semipartitus*-Schichten	5 m
Untere „ „	5 m
Nieren- und Knollenkalkschichten	10 m
Plattenkalk-Schichten	10 m
Compressus-Schichten	12 m
Trochitenkalk	10 m

Da die Aufnahmen 1916 und 1917 während meiner kriegsgeologischen Tätigkeit ausgeführt und auch die Niederschrift bereits Januar 1918 im Felde fertiggestellt wurde, mußte auf eine eingehendere Berücksichtigung der Literatur verzichtet werden.

Meinen besten Dank möchte ich Herrn Geheimrat Dr. v. Werveke in Straßburg und den Herren Prof. Dr. Broili, Oberbergrat Dr. Reis, Prof. Dr. Schlosser und Dr. Schuster in München für ihre entgegenkommende Unterstützung bei den Arbeiten aussprechen.

Trochitenkalk.

Der durchschnittlich 10 m mächtige Trochitenkalk läßt sich in drei Unterabteilungen gliedern.

Die untersten 4—6 m werden von fest aufeinandergepackten 1—2 m dicken, grauen, äußerst zähen, von zahlreichen Drucksuturen durchzogenen, starkklüftigen Kalkbänken mit splittrigem Bruch und rauher Bruchfläche gebildet, die bei der Verwitterung gelbliche Färbung und feinporöse Beschaffenheit annehmen. An einzelnen Stellen treten Hornsteine in größerer Menge auf. Nicht sonderlich häufig finden sich Krinoidenstielglieder und Terebratelschalen in den sonst fast fossilleeren Kalken.

Die mittlere 3—4 m mächtige Abteilung des Trochitenkalkes besteht aus 0,10—1,0 m dicken ebenfalls meist fest

aufeinandergepackten, seltener durch weiche Mergellagen getrennten Kalkbänken, die sich aus Oolithkörnchen und Krinoidenstielgliedern im wechselnden Verhältnisse aufbauen, wobei alle Übergänge zwischen hellgrauem, an Stylolithen reichem, splittrig brechenden Oolith und reinem Krinoidengestein beobachtet werden.

In der obersten 2—4 m mächtigen Abteilung des Trochitenkalkes finden sich 0,05—0,4 m dicke, splittrig brechende, dichte oder feinkörnige graue Kalke mit gelben bis roten Flecken und Adern wechsellagernd mit 0,05 bis 0,20 m dicken, grauen und grünen, weichen plastischen Mergellagen. Außerdem schalten sich 0,40—1,50 m mächtige Schichtkomplexe ein, die sich aus 0,02—0,10 m dicken abwechselnden Lagen von Splitterkalken sowie weichen Mergeln und grauen bis blaugrauen, knolligen und wellig gebogenen, muschelig brechenden Kalken und mergeligen Kalken zusammensetzen.

Die mit rauher Verwitterungsoberfläche bedeckten Splitterkalkbänke führen in wechselnden Mengen Krinoidenstielglieder und zahlreiche meist mittelgroße Exemplare der *Coenothyris vulgaris* Schl.

Diese Abteilung ist petrographisch durch die überall, auch in Lesestücken auf den Feldern anzutreffenden Terebratelschalen gut gekennzeichnet und läßt sich kartographisch ausscheiden.

Die Gesteine, welche die beiden unteren Abteilungen aufbauen, sind auf den Trochitenkalk beschränkt, diejenigen der obersten Abteilung stehen ihrer petrographischen Beschaffenheit nach den überlagernden *Compressus*-Schichten näher. Infolge der zahlreich vorhandenen Krinoiden, mit deren Verschwinden die Ceratiten auftreten, sind dieselben zum Trochitenkalke zu stellen.

Compressus-Schichten.

Die über dem Trochitenkalke liegende, im Durchschnitt 12 m mächtige Schichtenfolge baut sich auf aus abwechselnden Lagen von grauen und grünen, plastischen, weichen Mergeln und dichten bis feinkörnigen, rauhen Splitterkalkbänken von grauer Färbung mit rostroten bis gelben Flecken und Adern, lebhaft grau gefärbten Splitterkalken mit brauner Verwitterung und vereinzelt auch grauweißen, zuckerkörnigen, splitterig brechenden Kalken, deren Dicke zwischen 0,05 und 0,25 m schwankt. — Außerdem finden sich 0,02 bis 0,10 m dicke, im frischen Zustande blaugraue, feinkörnige,

gelbbraun verwitternde Kalkplatten. — Vorwiegend im unteren Drittel schalten sich 0,40—1,50 m mächtige Schichtkomplexe ein von 0,02—0,10 m dicken, grauen und blauen, dichten, muschelig brechenden, wellig gebogenen oder knolligen, unregelmäßig an- und abschwellenden, zuweilen mergeligen von Rhizocorallien bedeckten, mit gleich dicken, grauen und grünen, weichen, plastischen Mergeln wechsellagernden Kalken. In der unteren Hälfte des Schichtkomplexes ist das Verhältnis von Kalken und Mergeln etwa gleich. Nach oben zu nehmen die Mergel an Mächtigkeit mehr und mehr zu. Rauhe Splitterkalkbänke treten zurück, und die festen Einlagerungen werden meist von den hellbraun verwitternden feinkörnigen Kalkplatten gebildet.

Besonders bezeichnend für die Ausbildung der *Compressus*-Schichten sind die gegenüber den Kalken stark hervortretenden, etwa zwei Drittel der Zusammensetzung ausmachenden Mergel, die knollig-welligen Mergelkalke und hauptsächlich die dünnen hellbraun verwitternden, plattigen körnigen Kalke.

Ziemlich zahlreich sind in den Schichten Ceratiten vertreten. *Ceratites compressus* (Sandb.) Phil., *Ceratites Münsteri* (Dien.) Phil. und *Ceratites evolutus* Phil. wurden öfter angetroffen.

Außerdem finden sich häufig: *Gervillia (Hoernesia) socialis* Schl., *Lima (Plagiostoma) lineata* Schl., *Lima (Radula) striata* Schl. und *Pecten laevigatus* Schl., die auch zur Abgrenzung gegen den Trochitenkalk dienen können. Bei Montreux wurde eine mehrere Krinoiden führende Bank mit *Radula striata* Schl. und *Prospondylus (Hinnites) comtus* Gieb. beobachtet.

Plattenkalk-Schichten.

Die unteren 2—4,5 m der durchschnittlich 10 m mächtigen, wenig mannigfaltig ausgebildeten Schichten werden von teils fest aufeinandergepackten, teils durch dünne, weiche Mergelzwischenlagen getrennten, 0,20—0,40 m dicken, plattigen Kalkbänken gebildet. Darüber setzen sich die Schichten aus abwechselnden festen Kalk- und weichen grauen oder graugrünen Mergellagen zusammen, deren Dicke zwischen 0,03—0,30 m schwankt. Vereinzelt nehmen die Mergel eine größere 2 m erreichende Mächtigkeit an.

Die Kalke dieser Schichtfolge sind harte, feinkörnige, oft feinporöse, splittrig brechende Gesteine mit rauher Ver-

witterungsoberfläche, grau gefärbt mit Rostflecken oder von lebhaft blauer Farbe und rotbrauner Verwitterung. Seltener treten in der oberen Abteilung blaue oder graue dichte Kalke mit muscheligem Bruche oder bläulichgraue, körnige Kalke mit gelblichbrauner bis hellbrauner Verwitterung auf. Zuweilen finden sich grauweiße, zuckerkörnige Bänke. Der wesentlichste Fossilgehalt der Kalkbänke (die Mergel sind meist fossilfrei) wird von großen Gervillienschalen (*Hoernesia socialis* SCHLOTH.) und zwar schlecht erhaltenen, aber sehr bezeichnenden, verschieden großen Steinkernen der *Myophoria simplex* v. SCHLOTHEIM gebildet. Die Gervillien und Myophorien finden sich vereinzelt oder bedecken ganze Platten, treten jedoch meist getrennt voneinander auf. Außer auf den Schichtflächen sind die Gervillien auch im Kalke vorhanden und heben sich besonders in den blauen Kalken durch ihre weißen Schalenquerschnitte gut ab.

In dem unteren Drittel der Schichten wurde an mehreren Stellen eine 0,10—0,20 m dicke, von gelben Kalkspatadern durchzogene graue, dichte Kalkbank mit mittelgroßen Terebrateln festgestellt[3]). Durchgehend sind die Kalke etwa 1—2 m über den *Compressus*-Schichten in einer Mächtigkeit von 0,1—0,2 m oft ganz erfüllt von den dünnen Schalen des *Pecten discites* SCHLOTH.

Als Ausnahme kann nach bisherigen Erfahrungen das Auftreten eines 1 cm dicken, in den harten Kalkbänken eingeschalteten Bonebeds[4]) angeführt werden.

---

[3]) Möglicherweise bildet diese Bank nach dem Niveau ihres Auftretens zu urteilen ein mangelhaft entwickeltes Äquivalent der *Cycloides* Bank. Auch die rundlichen oder auch breiten, nicht sonderlich günstig erhaltenen, perlmutterglänzenden Schalen, die sich von der in den oberen *Semipartitus*-Schichten und in dem obersten Trochitenkalke angehäuften *Terebratula vulgaris* sehr wohl unterscheiden lassen, können mit der *Terebratula (Coenothyris) vulgaris* SCHL. *sp. var. cycloides* ZENK. verglichen werden. (KARL WALTER: 12 Tafeln der verbreitetsten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgebung von Jena. Jena 1906. (Tafel III, Fig. 13 d, S. 22.)

Die Individuen der fränkischen *Cycloides* Bank, von der mir Stücke zum Vergleich vorliegen, sind jedoch kleiner und erfüllen das Gestein vollkommen, während in dem lothringischen Vorkommen die Formen im Gesteine weniger gedrängt auftreten..

[4]) Nach BRACONNIER finden sich derartige Bildungen bereits in noch tieferen Schichten des Oberen Muschelkalkes. In dem beschriebenen Profil liegt über hartem, aus Krinoiden aufgebautem Kalk eine 1,50 m dicke Kalkbank mit viel Saurierresten. (Description géologique et agronomique des Terrains de Meurthe et Moselle. Nancy—Paris 1883. S. 124.)

Ceratiten wurden weniger häufig angetroffen als in den *Compressus*-Schichten. Neben äußeren Windungen des *Ceratites fastigatus* R. Credner fand sich verschiedentlich der *Ceratites spinosus* Phil.

Nieren- und Knollenkalk-Schichten.

Der im Durchschnitte 10 m mächtige Schichtkomplex besteht aus zähen, schmutzig graugrün, grau oder blau gefärbten, weichen, plastischen Mergeln mit meist lagenförmig angeordneten, muschelig brechenden, häufig etwas mergeligen, blauen bis blaugrauen, 0,10—0,20 m langen und mehrere Zentimeter dicken, flach ellipsoidischen Kalkknollen und unregelmäßig geformten Kalknieren.

Nur vereinzelt beobachtet man durchgehende, wenige Zentimeter dicke, muschelig oder splittrig brechende blaue Kalkbänke, deren Schichtflächen oft mit konischen Höckern bedeckt sind.

Eingeschaltet in den Mergeln finden sich 0,05—0,5 m dicke Lagen von etwas festeren, dunklen, grauschwarzen Kalkmergeln, die beim Trocknen an der Luft schiefrig aufblättern. Ganz vereinzelt treten auch graugrüne, etwas festere, wenig mächtige Tonlagen auf. An der Basis der Schichten liegen meist 0,20—0,30 m mächtige, 4—5 cm dicke, blaue unregelmäßig geformte, von schlauch- und nierenförmigen Gebilden überzogene Kalkbänke, die mit Rhizocorallien bedeckt sind.

Auch in diesen Schichten finden sich hier und da große Schalen der *Hoernesia socialis* Schl. und vereinzelte Steinkerne der *Myophoria simplex* Schl. sowie nicht selten Exemplare des *Ceratites nodosus* Schloth., der zwar auch im Hangenden und Liegenden angetroffen wurde, jedoch in diesen Schichten vorwaltet.

Hervortretend ist auch die Häufigkeit großer Steinkerne des *Nautilus (Temnocheilus) bidorsatus* Schloth.

Als besonderes Kennzeichen ist das Vorkommen von kleinen Fischschuppen und -zähnchen anzusehen, welche die Oberfläche der Kalkknollen bedecken, zuweilen auch im Gestein eingesprengt sind und sich oft zu dünnen Bonebeds anreichern.

In frischen Aufschlüssen bilden die zähen, an der Oberfläche meist entkalkten Mergel mit den Fischreste führenden Knollen einen typischen Horizont. Aber auch an den bewachsenen Hängen werden die Schichten durch die flachere

Gehängeböschung, insbesondere gegen die überlagernden Schichten, und die verstreut umherliegenden Kalkknollen, kenntlich.

Infolge der geringen Wasserdurchlässigkeit des Schichtkomplexes stauen sich über demselben die in den Klüften der hangenden Schichten niederrieselnden atmosphärischen Niederschläge zu einem Wasserhorizont, der häufig zu Quellbildungen führt, die verschiedentlich zur Versorgung von Gehöften und Ortschaften benutzt werden[5]). Da jedoch die Klüftigkeit der überlagernden Schichten meist einen sehr hohen Grad erreicht, ist die Schüttung derartiger Quellen im

---

[5]) Solche Quellen werden für den südlichen Teil von Reichental (Richeval), für Deutschenhag (Haie les Allemands), Carpe, Les Salières, und für den nordöstlichen Teil von Frémonville verwertet. Diese Quellaustritte liegen unterhalb der zwischen Tankonville und Reichental ausgebreiteten Pliocänterrasse. In der Umgebung der letzteren finden sich noch weitere, meist in den breiten Tälern gelegene Quellen, die ebenfalls über den Nieren- und Knollenkalkschichten austreten und ihr Wasser mehr oder weniger unmittelbar aus der Terrasse beziehen. Demselben Quellhorizont des Oberen Muschelkalkes gehört auch der außerordentlichen Schwankungen unterworfene Quellaustritt in der breiten Talmulde südöstlich von Folkringen an und die kleinere für die Versorgung von Gogney verwandte Quelle im Westen dieses Ortes. — Dieselben geologischen Verhältnisse bedingen auch die stellenweise sehr reichlichen Wasseraustritte an der rechten Talseite des Erbiset-Baches zwischen Igney und Repaix, sowie die beiden 1½ km südwestlich von Folkringen gelegenen. (Prâle und Pré de la Cloche-Brunnen.)

Weiter westlich tritt im Nordosten vom Schlosse St. Marie rechts der von Blâmont nach Autrepierre führenden Straße an der Basis der *Semipartitus*-Schichten eine Quelle aus, die mit zur Versorgung von Blâmont verwandt wird. (Das Wasser für St. Marie liefert eine 1 km nördlich des Schlosses in der Dolomitischen Region liegende Quelle. Diese verdankt offenbar ihre Entstehung einer Verwerfungsspalte, die westlich des Schlosses beobachtet wurde und die mit der von L. v. Werveke beschriebenen Verwerfung von Autrepierre parallel läuft. [Mitt. d. Philom. Gesellsch. in Elsaß-Lothringen, Bd. V, Heft 3, 23. Jahrgang 1915, S. 299]).

Die südöstlich von Repaix gelegene starke Quelle, die ebenfalls für einen Teil von Blâmont Trink- und Nutzwasser liefert, findet sich auch in der Grenzzone der Nieren- und Knollenkalkschichten zu den *Semipartitus*-Schichten, etwa im tiefsten Teil einer südwestlich einfallenden Mulde, die von den Schichten zwischen Gogney und Repaix gebildet wird. Diese Mulde schneidet im Erbiset-Bache eine Verwerfung ab, die ebensowohl mit in Zusammenhang zu dem im Verhältnis zu den anderen Quellen sehr reichlichem Wasseraustritt gebracht werden kann.

allgemeinen großen Schwankungen unterworfen und das austretende Wasser nach Niederschlägen häufig durch Ton- und Lehmteilchen getrübt. Günstiger liegen die Verhältnisse für die Wasserführung dieser Quellen des Oberen Muschelkalkes, wenn im Einzugsgebiete derselben pliocäne Schotterablagerungen auftreten, welche sich überall als ein aushaltender Wasserbehälter auf den sonst wasserarmen Hochflächen des Oberen Muschelkalkes erwiesen haben. Auch bei Brunnenbohrungen, die in dem klüftigen Trochitenkalke unter der Talsohle das Grundwasser erschlossen, wurde dieser Wasserhorizont über dem Talniveau mehrfach durchsunken.

Semipartitus-Schichten.

Über den Mergeln der Nieren- und Knollenkalkschichten heben sich die 10 m mächtigen *Semipartitus*-Schichten, abgesehen von dem reichen Fossilinhalt, auch petrographisch durch das Vorwalten fester, splittrig brechender Kalke scharf ab.

Die unteren, von BENECKE[6]) als „*Intermedius*-Schichten" bezeichneten, 5 m dieser Schichtenfolge bestehen aus 0,02 bis 0,5 m dicken, festen, oft knolligen und wulstigen, feinkörnigen oder dichten, meist grau gefärbten Splitterkalkbänken mit roter Sprenkelung und gelben Linsen und Adern, ebenso dicken, lebhaft blau gefärbten Kalkbänken mit rot und rotbrauner Verwitterung, sowie aus eingeschalteten 0,02—0,05 m dicken, stets gleichmäßig grau gefärbten, dichten, muschelig brechenden Kalken. Die weichen, die Kalkbänke an Dicke etwa erreichenden Zwischenmittel bilden keine durchgehenden Lagen und bestehen teils aus dunkelgrünem Tone, teils aus graugrünen weichen Mergeln.

Die Kalkbänke weisen einen großen Reichtum an großen Gervillien (*Hoernesia socialis* SCHL.) auf, die als Schalenexemplare die Schichtflächen oft vollständig bedecken und deren weiße Querschnitte sich besonders in den blauen Kalken auf dem frischen Bruche deutlich abheben. Vergesellschaftet sind die Gervillien zuweilen mit großen Limen (*Radula striata* SCHL.) und Pectiniden (*Pecten discites* SCHL.), sowie kleinen Terebratelschalen, die hier keine

---

[6]) BENECKE: Über das Auftreten der Ceratiten usw. a. a. O., S. 598.

Terebratelbank bilden[7]), sondern vereinzelt, unregelmäßig verteilt in den Schichten auftreten[8]).

Manche Kalkbänke dieser Ablagerungen besitzen Ähnlichkeit mit den Gervillien enthaltenden Bänken der Plattenkalkschichten. Die sich in den letzteren häufig findenden Steinkerne der *Myophoria simplex* Schil. führen zur Unterscheidung.

Die 5 m mächtigen oberen *Semipartitus*- oder Terebratelschichten (Benecke: Über das Auftreten der Ceratiten usw. a. a. O., S. 598) bestehen aus ebensolchen harten hie und da Hornsteine führenden Kalkbänken und weichen, plastischen Mergel- und Tonlagen. Die Kalkbänke besitzen jedoch eine Dicke von 0,05—1½ m und die weichen Zwischenmittel machen höchstens 30% in der Zusammensetzung der Schichten aus. Zuweilen fehlen dieselben zwischen den Kalkbänken auch ganz.

---

[7]) G. Wagner: Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Oberen Hauptmuschelkalkes und der unteren Lettenkohle in Franken. Geologische und Palaeontologische Abhandlungen. N. F. XIII, 3, 1914. S. 14.

[8]) In einem Schachtbrunnen auf der Höhe südlich von Les Salières wurden von der Basis der *Semipartitus*-Schichten drei je 20 cm dicke feinkörnige grau bis rötlich gefärbte oder auch rot gesprenkelte fest aufeinandergepackte Splitterkalkbänke zutage gefördert mit blauen Hornsteinknollen.

In den Kalken finden sich neben vereinzelt auftretenden großen Gervillien- und Terebratelschalen sowie großen und kleinen Gastropodensteinkernen nicht näher bestimmbare kleine Nuculiden und Corbuliden, die sich an manchen Stellen stark anhäufen und das Gestein oft ganz erfüllen. Auf den Schichtflächen zeigen sich mitunter Fischzähne und -schuppen.

Die Hornsteine enthalten ebenfalls verkieselte Fossilschalen, die sich durch etwas helleres Blau abheben und die Knollen oft vollständig zusammensetzen. Bei der Verwitterung nehmen die Hornsteine weiße Färbungen an und die verkieselten Fossilschalen treten deutlicher in die Erscheinung. — Die Fauna der Kieselknollen, in denen hie und da auch große Pectiniden und Gervillien beobachtet wurden, ist dieselbe wie die des umschließenden Kalkes.

Die durch ihre Fauna und durch die blauen Kiesellumachellen charakterisierten Kalke an der Basis der *Semipartitus*-Schichten finden sich in derselben Ausbildung und in demselben Niveau — wie mir Herr Spitz mitteilt — auch bei Gogney und Verdenal.

Bei Schloßweinberg (La Vigne) wurden die Kiesellumachellen an einem aus *Compressus*- und Plattenkalk-Schichten bestehendem Hange beobachtet.

Die in diesen Schichten massenhaft auftretenden Terebrateln (*Coenothyris vulgaris* Schloth.) erfüllen viele Bänke als meist große Schalenexemplare, die auf Schicht- und Bruchflächen aus der umgebenden Kalkmasse herauswittern und deren zarte Querschnitte auf frischen Bruchflächen sichtbar werden. — Vergesellschaftet sind die Terebrateln mit Austernschalen (*Ostrea ostracina* Schloth.) mit denselben großen Formen der Limen und Pectiniden wie in den Gervillien führenden unteren *Semipartitus*-Schichten sowie einzelnen Exemplaren des *Ceratites semipartitus* Montf. und des *Ceratites dorsoplanus* Phil. und besonders in den obersten Bänken nicht selten mit *Myophoria Goldfussi* v. Alb.

Die wesentlichste Anhäufung der Terebrateln findet sich im oberen Teile der Schichten. In mehreren Profilen wurden nämlich unmittelbar unter der Dolomitischen Region und teils durch Übergänge mit derselben verbunden über 2,4 m mächtige Terebratelbänke beobachtet, getrennt durch weiche, dünne Mergellagen von 0,05—0,1 m Dicke.

Harte, gegen die Atmosphärilien sehr widerstandsfähige Platten mit den verkieselten Terebratelschalen, die in Menge auf den Feldern liegen und von der Bevölkerung zu Mauern aufgeschichtet werden, liefern ein gutes Kennzeichen dieser charakteristischen Ablagerungen.

Im Bereiche von Blatt Falkenberg[9]) bestehen die im Durchschnitt ebenfalls 5 m mächtigen unteren *Semipartitus*-Schichten aus graugelben Mergeln mit eingeschalteten 2—6 cm dicken Platten von dichtem Kalke mit *Pecten discites*, *Gervillia substriata*, *socialis*, *Ceratites semipartitus* usw. und sind petrographisch von den unterlagernden *Nodosus*-Schichten nicht scharf getrennt. Kartographisch wurden daher von Schuhmacher die oberen *Semipartitus*-Schichten ausgeschieden.

In dem untersuchten Gebiete jedoch bedingt die gut ausgeprägte Grenze gegen die Mergel der Nieren- und Knollenkalkschichten sowie die petrographische Ähnlichkeit von unteren und oberen *Semipartitus*-Schichten die Zusammenfassung der gesamten *Semipartitus*-Schichten zu einem Schichtkomplex bei der Kartierung.

---

[9]) Geolog. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. 1897, S. 57—59.

Dolomitische Region.

Nach dem Vorgehen von L. v. WERVEKE[10]) wird die Bezeichnung Dolomitische Region für die zwischen Terebratelschichten und Lettenkohle gelegenen Ablagerungen beibehalten. In diesen durchschnittlich 12 m mächtigen Bildungen stellen sich gegenüber der Schichtenausbildung im übrigen Hauptmuschelkalke große Mannigfaltigkeit in der Entwicklung der Gesteine und rasche fazielle Änderungen ein. Jedoch lassen sich drei Unterabteilungen gut unterscheiden.

Östlich der Linie Folkringen—Gogney bis Ibingen und nördlich Folkringen bis zur Lettenkohlengrenze wird die oberste, von Terebrateln und einzelnen Gervillien erfüllte Kalkbank der *Semipartitus*-Schichten von einer scharf abgegrenzten, etwa 60 cm mächtigen, dunkelgrünen Tonbank überlagert, die durch eine 10 cm dicke, feste Splitterkalkbank in zwei meist ungleich große Teile zerlegt wird. Über der Tonbank folgen im Durchschnitt 2,5 m mächtige Schichten, die im wesentlichen aus 0,05—0,3 m dicken, grauen, rot und gelb gefleckten und geaderten, den Terebratelbänken ähnlichen Splitterkalken bestehen mit 0,05—0,1 m dicken Einlagerungen von orangegelben, etwas dolomitischen, schwach mergeligen, splittrig brechenden Kalklagen und aus 0,02—0,2 m starken Zwischenmitteln von grauen, weichen Mergeln. In den Kalkbänken treten von Eisenmulm überzogene Steinkerne der *Myophoria Goldfussi* v. ALB. teils vereinzelt auf, teils erfüllen dieselben einzelne Bänke vollständig. Nur hie und da finden sich Exemplare, bei denen die zarten Schalen teilweise erhalten geblieben sind.

Wie schon erwähnt, kommt *Myophoria Goldfussi* bereits in den *Semipartitus*-Schichten vor und geht durch die ganze Dolomitische Region. Ihre größte Anhäufung liegt jedoch in diesen Ablagerungen, in denen andere Fossilien seltener beobachtet wurden.

An diese eben geschilderte untere Abteilung schließt sich die mittlere im Durchschnitt 4 m mächtige Dolomitische Region an, die in den untersuchten Aufschlüssen mit einer ½ m dicken, grauen, weichen Dolomitbank beginnt. Darüber herrscht nun die größte Verschiedenartigkeit an Gesteinstypen und stärkster Fazieswechsel. Nahe zusammengelegene Profile zeigen bereits erheblich voneinander abweichende Schichtfolgen.

---

[10]) Die Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen I. Teil. Mitt. d. Geolog. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen, Bd. X. Heft 2, 1916, S. 212.

In allen Profilen kehren schwarze, grau verwitternde, 0,05—0,3 m dicke Flaserkalkbänke wieder, die Mächtigkeiten bis zu ½ m, seltener darüber erreichen, oder auch nur wenige auskeilende und wieder ansetzende dünne Lagen bilden und häufig stark von Glaukonit sowie Fisch- und Saurierresten durchsetzt sind, die sich hie und da zu brecciösen, bis 0,10 m dicken Bonebeds anhäufen.

Ebenso wichtig wie die Flaserkalke sind für den mittleren Teil der Dolomitischen Region 0,02—0,5 m dicke, meist blau, seltener grau gefärbte, dichte, zuweilen auch feinkörnige Splitterkalke, in denen neben anderen Fossilien *(Myophoria Goldfussi, Lingula tenuissima,* Bronn etc.*)* *Trigonodus Sandbergeri* v. Alb. hauptsächlich vorkommt und manche Bänke als Steinkerne, die mit Eisenmulm überzogen sind, ganz erfüllt. Die Mächtigkeit der Kalke mit *Trigonodus Sandbergeri* überschreitet zuweilen 1 m und sinkt an anderen Stellen auf einige nur wenige Zentimeter dicke Lagen herab.

Die in den Flaser- und *Trigonodus*-Kalken auftretenden weichen, plastischen Zwischenmittel, die Mächtigkeiten bis zu 0,50 m erreichen, oft jedoch auch nur als dünne Schnüre in Erscheinung treten (oder ganz fehlen), bestehen vorwiegend aus grauen, z. T. dolomitischen Mergeln, seltener aus dunkel gefärbtem Ton.

Den dritten wesentlichen Bestandteil der mittleren Dolomitischen Region bilden hellgraue bis blaugraue, im Durchschnitt 0,05—0,10 m dicke, muschelig brechende, zuweilen brotlaibförmig abgesonderte Kalke, in denen sich häufig gelbe, etwas dolomitisch mergelige Lagen und Adern einschalten. Diese in mehr oder minder mächtigen weichen Mergeln eingebetteten Kalke sind von knollig-wulstiger oder wellig gebogener Beschaffenheit, besitzen glatte Bruchflächen (seltener sind Splitterkalke mit rauhen Bruchflächen) und führen einen wechselnden Gehalt an Glaukonit und Fischresten. Vielfach werden bis zu 0,10—0,30 m hohe Faltungen und Fältelungen zwischen horizontal lagernden Bänken innerhalb der Schichten bemerkbar (Gekrösekalk), deren Entstehung durch submarine Gleitungen Erklärung findet. Diese eigentümlichen, unregelmäßig entwickelten Sedimente treten oft nur in geringer Mächtigkeit auf, oft nehmen dieselben, indem *Trigonodus Sandbergeri*-Kalke und Flaserkalke stark verdrängt werden, den Hauptbestandteil der Schichten ein.

Außer den bisher genannten Gesteinen beobachtet man nicht selten bis zu 0,40 m mächtige Lagen von bläulichen, feinporösen, dichten, von Schuppen und Zähnchen erfüllten Splitterkalken mit roten Flecken und Adern, durchsetzt von kleinen, bläulich gefärbten, nur wenige Millimeter dicken, unregelmäßig geformten, meist kantigen Hornsteinchen und vereinzelt auch gröberen Hornsteinknollen. Hie und da stellen sich auch wenig mächtige Lagen von Zellenkalken ein.

Die oberste, bis zu 5 m mächtige Abteilung der Dolomitischen Region baut sich in den aufgenommenen Profilen aus meist fest aufeinandergepackten, seltener durch weiche Mergel- oder Tonlagen getrennten, 0,20 m bis über 1 m dicken Dolomitbänken auf.

Hauptsächlich sind graue, gelb verwitternde, dichte, splittrig brechende Dolomite mit rauher Bruchfläche vertreten. (Zuweilen mit Drusen von Dolomitkristallen.) Außerdem finden sich Bänke von hellgrauen bis weißen zuckerkörnigen oder grauen, feinkörnigen Dolomiten, ferner untergeordnet schwärzliche oder graugesprenkelte, muschelig bis splittrig brechende Dolomite mit glatter oder rauher Bruchfläche.

Manche Bänke weisen einen mehr oder minder hohen Gehalt an Glaukonit und Fischresten auf, die teils unregelmäßig eingesprengt, teils in Schnüren angeordnet sind[11]).

Über den Dolomiten finden sich in einer Mächtigkeit von etwa 2 m abwechselnde Lagen von 0,30—0,40 m dicken, graugrünen Tonen und 0,05—0,20 m dicken Dolomitbänken.

Weiter nach oben zu treten die Dolomite mehr und mehr zurück, und die Ablagerungen gehen in die Lettenkohle über[12]).

[11]) Auf der Höhe südlich Folkringen lagern in zwei etwa 20 m voneinander entfernt gelegenen Profilen über schwarzen Flaserkalken und grauen Zweischalersteinkerne enthaltenden Splitterkalken mit Rostflecken graue dichte Dolomite in einer Mächtigkeit von 1,5 m. Im unteren Teile der Dolomite ist eine 0,20 m mächtige unregelmäßig schiefrige grau und ockergelb gefärbte Mergelbank eingeschaltet, die vollständig erfüllt ist von der *Anoplophora lettica* Quenst., deren zarte dunkle Schalen sich im Querbruch von der Gesteinsmasse gut abheben. Auf den Schieferflächen sind die ockergelben Umrisse der Formen nur unklar zu erkennen. Deutlicher werden die Schalen auf den angewitterten Flächen sichtbar.

[12]) Die in der dritten Zone (supérieur) des Profils von Braconnier genannten Gesteine sind der Dolomitischen Region zuzurechnen. In der Schichtfolge findet sich eine unregelmäßige von Pflanzenabdrücken erfüllte Tonbank, die in den untersuchten Aufschlüssen nicht beobachtet wurde. (Decr. géol. et agr. des Terrains de Meurthe et Moselle a. a. O., S. 126.)

Im Westen von Gogney und bei Repaix fehlt in den beobachteten Aufschlüssen die grüne Tonbank an der Basis der Dolomitischen Region. Die Grenze zwischen den überall in ihrer charakteristischen Ausbildung wiederkehrenden, über 3 m mächtigen Kalken mit *Myophoria Goldfussi* und den gleichartig entwickelten Terebratelkalken ist daher lediglich durch die Fossilien gekennzeichnet und nicht so scharf ausgeprägt, da die Terebrateln durch die Myophorien nur allmählich verdrängt werden.

In der mittleren, bei Repaix ebenfalls mit einer grauen, lockeren Dolomitbank beginnenden Abteilung der Dolomitischen Region sind dieselben Gesteinsarten vertreten wie im Osten (Flaserkalk, wellig gebogene Kalke usw.). Große Verbreitung erlangen die blauen Kalke mit *Trigonodus Sandbergeri*, nördlich von Repaix. Dieselben erreichen in einem Profil eine Mächtigkeit von über zwei Metern und werden von einer grünen Tonbank überlagert, mit nachfolgenden, grauen Dolomitbänken, die bereits der obersten Abteilung der Dolomitischen Region angehören. In dieser letzteren treten im Nordwesten von Repaix zusammen mit grauen Dolomiten teilweise die Lettenkohle unmittelbar unterlagernde, rauh verwitternde, feste Splitterkalke auf, mit herausgewitterten, scharfkantigen, von Brauneisen überzogenen Quarztäfelchen und Würfelchen.

Bei Verdenal liegen über hornsteinführenden Terebratelbänken die *Myophoria Goldfussi*-Kalke mit zahlreichen, von Kalkspatkristallen und Kalksinter erfüllten Hohlräumen, über denen graue, großzellige Rauhwacken bis zu 1 m Mächtigkeit mehrfach beobachtet wurden. Ebenso wie diese Rauhwacken gehören der mittleren Abteilung, die sich darüber einstellenden, ebenso mächtigen abwechselnden Lagen von grauen Splitterkalken und hellgrauen, wellig gebogenen Knollenkalken an, die hie und da Rhizocorallien führen und von Glaukonit und Fisch- und Saurierresten erfüllt sind.

Aus der Gegend von Avricourt beschreibt Benecke bereits die blaugrauen *Trigonodus*-Kalke, zusammen vorkommend mit gewundenen Kalkplatten und Tonen, in denen sich die Kalklagen in Ellipsoide absondern[13].

[13]) Benecke: Über die „Dolomitische Region“ in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle. Mitt. d. Geol. Landesanst. von Elsaß-Lothringen. Bd. IX. Heft 1, Seite 14 und 15.

Die ersteren konnten in diesem, von Verwerfungen durchzogenen, für Gliederungsversuche nicht besonders geeigneten Gebiete nicht mehr nachgewiesen werden; dagegen fanden sich in mehreren Aufschlüssen — vergesellschaftet mit einzelnen Fisch- und Saurierresten und Glaukonit führenden schwarzen Flaserkalkbänken — bis zu 4 m mächtig die unregelmäßig wellig gebogenen und gewundenen, in einzelnen Lagen brotlaibförmig abgesonderten Kalke der mittleren Dolomitischen Region.

Darunter lagern in einem Aufschluß 1½ m mächtig 0,10—0,50 m dicke, graue, feinkörnige Splitterkalke, von denen eine 0,20 m dicke Kalkbank zahlreiche Exemplare der *Myophoria Goldfussi* mit teilweise erhaltener zarter Schale führt. Die letzteren stellen offenbar eine etwas andere Entwicklung der Kalke mit *Myophoria Goldfussi* aus den südlicheren Gebieten dar.

Über den Ablagerungen der mittleren Dolomitischen Region folgen — getrennt durch Mergel bis zu 1 m Mächtigkeit oder durch 0,20 m dicke grobsandige Schiefer, erfüllt mit *Gervillia costata*, Schloth. — graue, zuweilen körnige, klüftige Dolomite der oberen Abteilung (aufgeschlossen bis zu 2 m mächtig).

Von Gunderchingen (Gondrexange) erwähnt Benecke (Dolom. Region a. a. O., S. 14) in der Dolomitischen Region liegende Steinbrüche, in denen kalkig-dolomitische Bänke abgebaut werden, sowie eine 30 cm dicke, zähe Bank.

In einem, einige 100 m nordwestlich des Dorfes jetzt im Betrieb befindlichen Steinbruch sind Schichten aufgeschlossen, die im wesentlichen der hier sehr mächtigen mittleren Abteilung der Dolomitischen Region angehören. Zu oberst lagern bis zu 2 m mächtige, weiche Mergel mit Einschaltungen von schön entwickelten Glaukonit führenden Gekrösekalken, unter denen in einer Mächtigkeit von ½ m bis 1 m plattige bis dickbankige, schwarze Flaserkalke folgen. Darunter liegen 2,75 m mächtige, dickbankige, feinkörnige bis dichte, oft feinporöse, sehr zähe, rot gesprenkelte, graue oder graublaue, zuweilen Fisch- und Saurierreste führende Kalkbänke, die vielfach ganz durchsetzt sind von bläulich gefärbten, wenige Millimeter messenden Hornsteinausscheidungen und hie und da Drusen mit weißen Quarzkristallen enthalten.

Einzelne Bänke sind fast vollständig aus Muschelschalen zusammengesetzt, eine Gesteinslage führte zahl-

reiche Exemplare der *Myophoria Goldfussi* und außerdem wurde verschiedentlich *Trigonodus Sandbergeri* beobachtet.

Von diesen Ablagerungen durch 0,50 m dicke, weiche Mergel getrennt, wird der unterste Teil der Steinbruchwand von etwa 1 m mächtigen, grauen, gelb gefleckten und geaderten Splitterkalken gebildet, die den weiter südlich angetroffenen Kalken der unteren Abteilung der Dolomitischen Region gleichen[14]).

In einem aufgelassenen Steinbruch nördlich von Gunderchingen ist auch die oberste Abteilung der Dolomitischen Region in einer Mächtigkeit von 1,25 m aufgeschlossen. Dieselbe baut sich aus mehreren 0,05—0,60 m dicken, gelben bis grauen, dichten Dolomitbänken auf, in denen eine 0,25 m dicke glaukonitische, etwas flaserige, graue Kalkbank eingeschaltet ist. Über den Dolomitbänken lagert eine 0,10 m dicke, graue, dichte, splittrig brechende Kalkbank mit glatten Bruchflächen, die z. T. von Muschelschalen und Glaukonit ganz erfüllt ist.

Die unter den Dolomitbänken folgende mittlere Abteilung der Dolomitischen Region besteht zu oberst aus 1,10 m mächtigen, 0,05—0,30 m dicken, abwechselnden Lagen von grauen bis gelben Kalken und dolomitischen Kalken mit 0,20—0,30 m dicken Einschaltungen von weichen plastischen Mergeln und einzelnen dünnen Gekrösekalkbänken.

Die untersten ebenfalls noch der mittleren Abteilung der Dolomitischen Region angehörigen Schichten des Steinbruchs bestehen zu oberst aus ½ m mächtigen s c h w a r z e n Flaserkalken, unter denen in einer Mächtigkeit von 0,90 m graue und rötlichgelbe Kalke mit kantigen Hornsteinausscheidungen folgen. Den Abschluß nach unten bildet eine 0,30 m dicke blaue Kalkbank mit *Trigonodus Sandbergeri*.

---

[14]) Mit einer neben dem Steinbruch abgesenkten Bohrung wurden unter den vorwiegend aus Kalken mit einigen dünnen Mergelzwischenlagen bestehenden *Semipartitus*-Schichten die Mergel der Nieren- und Knollenkalkschichten in einer Mächtigkeit von 10—12 m durchsunken. An der Zusammensetzung der 8—10 m mächtigen Plattenkalkschichten beteiligen sich weiche graue und blaugraue Mergel in höherem Maße als weiter im Süden.

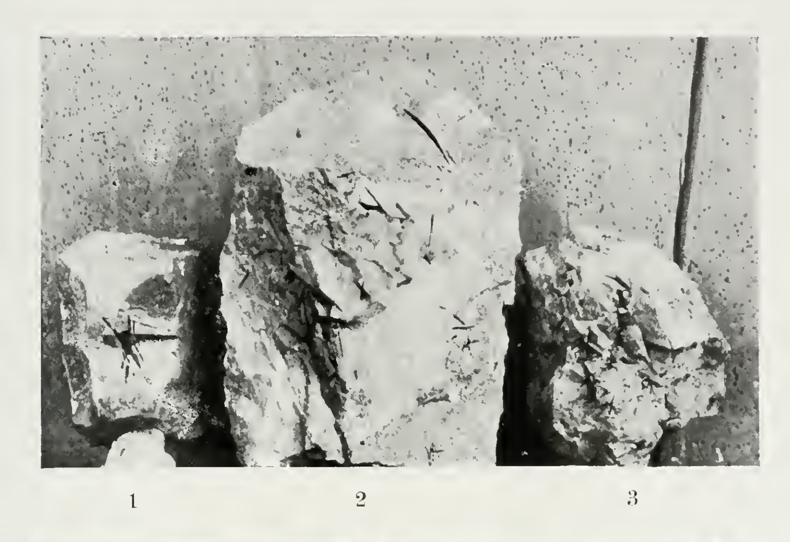
Die untersten 10 m der Bohrung stehen in den Mergeln und Kalken der *Compressus*-Schichten. die auch hier durch blauschwarze Mergelschiefer und feinkörnige Kalkplatten charakterisiert sind.

Nachtrag.

Einige Beobachtungen im Gebiet des Oberen Muschelkalkes nordwestlich von Saarburg deuten darauf hin, daß hier dieselbe Schichtengliederung durchgeführt werden kann.

Die *Semipartitus*-Schichten heben sich von den Nieren- und Knollenkalkschichten meist schon morphologisch deutlich ab, insbesondere an den östlichen Talseiten. Die unbeackerten, mit Hecken und Buschwerk bewachsenen steileren, von den *Semipartitus*-Schichten aufgebauten Hänge, an denen die Terebrateln und Gervillien führenden rauhen Lesesteine zu Mauern aufgeschichtet sind, treten zu beiden Seiten des Tälchens, das vom Fudenhof gegen Zittersdorf führt, klar hervor, unterhalb derselben bilden die Nieren- und Knollenkalkschichten sumpfige Wiesen mit schwachen Quellaustritten. Besser noch zeigt diese Gliederung östlich Zittersdorf der Südostabhang des Köppel, an dem sich unterhalb der charakteristischen *Semipartitus*-Schichten ein flacher, mit Feldern bedeckter Hang ausbreitet, auf dem neben den zahlreichen Rollsteinen aus den *Semipartitus*-Schichten typische Kalknieren und -knollen gefunden wurden.

An der von Zittersdorf nach Saarburg führenden Straße unterhalb vom Forsthaus Hof liegt ein verfallener Schützengraben und einige Granattrichter an der Grenze der beiden Stufen. Neben den rauhen, von Gervillien erfüllten Kalkbänken der unteren *Semipartitus*-Schichten sind hier die hellbläulich gefärbten Kalkknollen und -nieren freigelegt, sowie die grauschwarzen, beim Anschlagen schiefrig und wellig spaltenden Kalkmergel. Weiter gegen Saarburg zu trifft man am Südabhang des Bretelberges auf Kalkplatten mit gelbem, ockerigem Überzug, die oft bedeckt sind mit Steinkernen der *Myophoria simplex* v. SCHLOTH. Mehrfach wurden auch Gervillienschalen führende Platten gefunden und einzelne Stücke mit *Pecten discites* SCHLOTH. Diese verstreut liegenden und in einigen Granattrichtern freigelegten Gesteine bilden am Hange einen ausgeprägten Horizont, in dem die Plattenkalkschichten der südlicheren Gebiete wiederzuerkennen sind. Weiter unten finden sich die *Compressus*-Schichten oberhalb der Trochitenkalkbrüche in der oben geschilderten Ausbildung, vornehmlich durch die wulstigen und knolligen dunklen Kalkmergel und die gelb verwitternden feinkörnigen Kalkplatten gekennzeichnet.



1 2 3



4

(?) Schwerspatperimorphosen im mitteldevonischen Massenkalk.
Steinbruch Borghausen bei Grevenbrück (Westf.)
1) und 4) rosettenförmig, 2) einzeln verstreut, 3) schnurförmig aufgereiht.
Orig. 1, 2, 3: Slg. Behr, 1914. Orig. 4: Slg. W. Henke, Berlin.



Die Plattenkalkschichten mit *Myophoria simplex* SCHLOTH. und *Pecten discites* SCHLOTH. sowie einzelnen Gervillienschalen (*Hoernesia socialis* SCHLOTH.) wurden auch östlich Saareck am Nordabhange des Kühschwanz und beim Kalkofen von Oberstinzel beobachtet.

Oberhalb der steil geböschten Hänge der *Semipartitus*-Schichten bilden die Ablagerungen der Dolomitischen Region meist flach ansteigende Plateauformen. Kalke dieser Stufe mit *Myophoria Goldfussi* v. ALB. stehen östlich Saarelfing an der Höhe 310,4 und beim Hochbehälter von Dolvingen an.

(Manuskript eingegangen am 14. Mai 1919.)

6. Über (?) Schwerspatperimorphosen im mitteldevonischen Massenkalk des Sauerlandes.

Von Herrn FRITZ M. BEHR.

(Hierzu Tafel IV.)

Bonn, den 15. Juli 1914.

Der niederrheinisch-geologische Verein hielt seine Jahresversammlung für 1912 in der Osterwoche des Jahres 1912 in Finnentrop im Sauerlande ab[1]). Auf einem der Ausflüge sahen die Teilnehmer den großartigen Aufschluß im mitteldevonischen Massenkalk, welcher durch den ausgedehnten Steinbruchsbetrieb der Borghauser Kalkwerke, Abteilung Mecklinghausen, Akt.-Ges. zu Siegen bei Grevenbrück geschaffen worden ist. Bei dieser Gelegenheit wurden von einzelnen Exkursionsteilnehmern, welche der Leitung von Herrn W. HENKE-Berlin folgten, eigenartige Hohlformen im dichten, massigen Kalk beobachtet und aufgesammelt, welche in verschiedenster Größe auftraten. Ich glaube mich zu entsinnen, daß sie damals schon aus dem Kreise der Versammlung heraus als Mineralperimorphosen gedeutet worden sind. Dadurch aufmerksam gemacht, suchte ich bei Gelegenheit von Vergleichsausflügen, welche mich zur Untersuchung der Dolomitisierungserscheinungen[2]) wiederum in die Attendorner Devonmulde führten, weitere Belege zur Untersuchung der Bildung dieser Hohlräume zugrunde liegenden Ursachen zu erlangen. Dies ist mir in beschränktem Maße bei verschiedenen Besuchen gelungen. Ich hatte mich dabei von neuem der gütigen Unterstützung von Herrn HENKE-Berlin zu erfreuen, deren ich, wie auch mancher anderen wertvollen Fingerzeige, dankbar gedenke. Die Belege sind dem Geologischen Museum und Institut der Universität Bonn überwiesen worden, ein Belegstück

[1]) HENKE, WILH.: Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde für die Frühjahrsversammlung des Niederrheinischen geologischen Vereins, April 1912. Sitz.-Ber. Naturh. Ver. Rheinl. u. Westf. 1912.

[2]) BEHR, F. M.: Über Dolomitisierung und Verquarzung in Kalken des Mitteldevons und Karbons am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. Diese Zeitschrift. 1915.

entstammt der Sammlung von Herrn Henkè und wurde zur Bearbeitung in dankenswerter Weise von ihm zur Verfügung gestellt.

Die Fundstelle für das in Frage stehende Material befand sich im Frühjahr 1914 in dem Steinbruch der Borghauser Kalkwerke, A.-G., welcher 800 m nordwestlich der Lennebrücke bei Borghausen an der Eisenbahn im Massenkalk liegt[3]). Jn diesem Bruch wurde damals fast ausschließlich Dolomit gewonnen, welcher den größten Teil der Bruchwand bildete. Nach NW ging der Dolomit in eine schmale Zone dolomitisierten Kalkes über, auf welche reiner, massiger und dichter Kalk folgte. Etwa in der Mitte der W-wand des Steinbruches ragte eine Kalkmasse in den Dolomit hinein, welche von diesem ebenfalls durch ein dolomitisiertes Zwischenmittel getrennt war.

In dieser massigen, dichten, splitterig brechenden Kalkmasse fanden sich vornehmlich die erwähnten Hohlformen und ebenso häufig in der schwach dolomitisierten Zone, während sie im Dolomit fehlten. Sie waren unregelmäßig in dem Kalk verteilt und auf eine Kalksäule von etwa 12 m Durchmesser beschränkt. Sie schienen sich nach keiner Seite viel weiter auszudehnen, wie in dem Kalk der Bruchsohle festzustellen war. Auch durch Ausfragen der Betriebsführer und Arbeiter, welchen die Erscheinung wohl bekannt war, konnte kein zweites Vorkommen dieser Art oder eine weitere Ausdehnung desselben festgestellt werden.

Makroskopisch haben diese Hohlformen teilweise das Aussehen von „Messerschnitten“ mit glatten Flächen in den dichten Stein. Auch flach linsenförmige Formen kommen vor. Vereinigungen derselben unter konstanten Winkeln bestehen aus zwei oder drei Einzelformen, daneben erscheinen Durchdringungen von der Form des Andreaskreuzes; vereinigen sich zahlreiche derartige Hohlräume um einen gemeinsamen Mittelpunkt, so entstehen große Rosetten. Die Größe der Einzelhohlräume wechselt stark. Die Ausmaße schwanken zwischen 5 und 47 mm Länge, bei den Rosettenformen lassen die korrespondierenden Hohlräume sogar Längen bis zu 72 mm feststellen. Die Breite schwankt zwischen 0,1 und 1,2 mm, ihre Tiefe beträgt bis zu 19 mm, doch sind diese letzteren Angaben unmaßgeblich, da die allseitig geschlossenen Hohlräume naturgemäß bei

[3]) Henke, Wilh.: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn—Elsper Doppelmulde. Diss. Göttingen. 1907.

der Ausmessung die Tiefe des fehlenden Teiles nicht erkennen lassen.

Eine Altersgrenze der Bildungszeit dieser Hohlformen kann insoweit festgestellt werden, als sie sicher jünger sind als der Dolomit. Auf den Flächen haben sich nämlich, vor allem in der dolomitisierten Zone des Kalkes, zahlreiche Dolomitrhomboeder angesiedelt, welche mit der Annäherung an den Dolomit immer zahlreicher werden. Gleichzeitig verlieren sich durch diese Kristallisationserscheinungen die scharfen Umrisse, so daß das Fehlen der Hohlformen im Hangenden der erwähnten Kalkmasse dadurch erklärt werden kann, daß der Dolomit die bestehenden Hohlräume verwischt und mit seinen kristallinischen Massen erfüllt haben kann. Aus dem Fehlen derselben im Dolomit nach oben eine Grenze für ihr Auftreten zu konstruieren, ist daher nach meiner Meinung nicht zulässig.[3a])

Die von den negativen Perimorphosen erhaltenen positiven Ausgüsse lassen leider eine kristallographische Winkelmessung nicht zu. Denn ihre Flächen sind rauh und etwas gegekrümmt. Sie lassen jedoch erkennen, daß es sich um tafelförmige Kristallindividuen handelt, deren Kanten durchweg zugeschärft sind. Ich habe versucht, sie nach ihrer Form einer bestimmten Mineralspezies zuzuweisen und nur am Schwerspat

---

[3a]) Die Möglichkeit, die Hohlformen als Perimorphosen weggelöster Mineralien zu deuten, machte einige Versuche nötig, von ihnen brauchbare, wenn möglich meßbare Ausgüsse zu erhalten. Die Bemühungen, solche Positive mittels Guttapercha oder einer Gelatine-, Leim-, Glyzerinmasse herzustellen, mißlangen vollständig. Die auf den Seitenflächen aufsitzenden Dolomitrhomboëder wirkten als Widerhaken und hielten den Ausguß entweder ganz oder teilweise in der Form fest oder zerrissen ihn. Außerdem entstanden beim Herausziehen der Ausgüsse so beträchtliche Zerrungen oder Risse, daß diese dadurch zu irgend welchen Untersuchungen ungeeignet gemacht wurden. Daher mußte ein anderer Weg zur Untersuchung eingeschlagen werden, wobei leider eine Zerstörung einiger Originale nicht zu umgehen war. Einzelne Handstücke mit den auszugießenden Hohlformen wurden im Trockenschranke längere Zeit auf etwa 120° C erwärmt. Gleichzeitig wurde Kanadabalsam auf Glashärte eingedickt und tropfenweise auf die betreffenden Stellen aufgebracht. Dabei hat es sich als nützlich herausgestellt, nicht die ganze Menge auf einmal auf den Stein zu geben, sondern nur in einzelnen Tropfen, und diese mittels einer schwachen Stichflamme noch einmal bis zur Dünnflüssigkeit zu erhitzen. Auf diese Weise werden auch die tiefsten Stellen gleichmäßig mit dem Kanadabalsam ausgefüllt, an welchen sich andernfalls Luft festsetzt und die Ausfüllung beeinträchtigt. Die Auflösung des Kalkes erfolgte in verdünnter Salzsäure.

ähnliche Formen gefunden, soweit es sich um Mineralien handelt welche in derartigen, unveränderten, kalkigen Sedimentgesteinen aufzutreten pflegen. ANDRÉE [4]) hat gezeigt, daß der Gehalt der Meeressedimente an Barium und Strontium bei weitem größer und verbreiteter ist, als man gewöhnlich annimmt. Nach CLARKE [5]) [6]) geht er durchschnittlich bis 0,1%, ein Befund, welchen BERGEAT [7]) [8]) neuerdings bestätigt und teilt. Die Vermutung, daß die ursprüngliche Ausfüllung der Perimorphosen Schwerspat gewesen sein kann, bestätigte mir Herr BRAUNS nach Durchsicht eines Teiles des Materials und nach der Betrachtung einiger Ausgußresultate auf das liebenswürdigste.[8a])

Ein derartiger primärer Bariumgehalt eines Kalksteines bietet an und für sich, wie ausgeführt, nichts Auffälliges.

---

[4]) ANDRÉE, K.: Über den Cölestin im Mokattamkalk von Ägypten nebst allgemeinen Bemerkungen über sedimentäre Cölestinvorkommen und einem Anhang über eine Stylocoenia. N. Jahrb. Mineral. usw., Beil. Bd. 1913.

[5]) CLARKE, F. W.: Analyses of Rocks from the Laboratory of the United States Geological Survey. U. St. Geol. Survey. Bull. 228.

[6]) CLARKE, F. W.: The data of geochemistry. U. St. Geol. Survey. Bull. 330. II. Aufl.

[7]) BERGEAT, A.: Untersuchungen über die Struktur des Schwefelkies-Schwerspatlagers zu Meggen a. d. Lenne. als Unterlage für deren geologische Deutung. N. Jahrb. Min. usw., Beil. Bd. 1914. FERD. BAUER - Festband.

[8]) BERGEAT, A.: Das Meggener Kies-Schwertspatlager als Ausscheidung auf dem Grunde des mitteldevonischen Meeres. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1914.

[8a]) Herr Geheimrat BRAUNS hatte ferner die Güte, mir einige sehr interessante Auswürflinge aus der Umgebung des Laacher Sees, welche sich in der reichen Sammlung des mineralogischen Instituts der Universität Bonn befinden, zu zeigen. In einigen dieser kalkigen, stark veränderten Auswürflinge kommt Kalkspat in dünntafeligen, lamellenartigen, in wirrem Netzwerk die Handstücke durchsetzenden Individuen vor. Diese vermögen nach ihrer Auslaugung ganz ähnliche Perimorphosen zu hinterlassen, wie sie hier aus dem Massenkalke vorliegen. Ich habe aber den Gedanken. die Perimorphosen von Borghausen könnten auf einen derartigen primären Gehalt von Kalkspat von dem eigenartigen und seltenen tafeligen Habitus zurückzuführen sein. von der Hand gewiesen. Ein primärer Gehalt an solchem Kalkspat erscheint mir nicht wohl annehmbar, da ich mir keinen Prozeß vorstellen kann, durch welchen in einem in der Sedimentierung begriffenen Kalkstein solche Einzelkristalle im frischen Kalkschlamm gebildet worden sein könnten. Eine Neukristallisation oder eine metasomatische oder diagenetische Bildungsweise kann aber ebensowenig nur gerade Einzelkristalle von solchem Habitus gebildet haben. vielmehr müßte in einem solchen Falle der Kalk

Seine Kristallisation auf diagentischem Wege hat ANDRÉE[9]) wahrscheinlich gemacht, wie er sie für den Cölestin bewiesen hat. Die Entstehung derselben jedoch an dieser Stelle, bei Borghausen, erscheint mir von einiger Bedeutung, einmal wegen der örtlichen Beschränkung auf eine auffällig kleine Stelle, weiter aber auch wegen der großen Nähe der nur 6 km entfernten Meggener Schwefelkies-Schwerspat-Lagerstätte, deren Genesis in allerjüngster Zeit wieder erhöhtes Interesse zugewandt worden ist. In der Frage über deren Genesis, welche bekanntlich seit langem strittig ist, hat BERGEAT[10]) kürzlich ein bedeutsames Wort gesprochen und ist auf Grund der neuerdings mit großem Erfolge auf die Lagerstättenforschung angewandten mikroskopischen Untersuchung zu Resultaten gelangt, welche eine Diskussion herausfordern. Es mag daher gerechtfertigt erscheinen, auch einen an und für sich unbedeutenden Fund an die Öffentlichkeit zu bringen, welche die eine oder die andere Anschauung über die Verhältnisse der Meggener Lagerstätte stützen kann.

Der Schwerspat, welchen ich als die primäre Ausfüllung der Perimorphosen annehme, kann auf verschiedenen Wegen im dichten Kalk entstanden sein. Entweder muß er mit ihm gleichaltrig sein, wobei die Gleichaltrigkeit soweit anzunehmen ist, daß auch eine Entstehung des Schwerspates im schon gebildeten, aber noch unverfestigten Kalkschlamm als gleichzeitig angesehen werden soll. Ist dagegen der Schwerspat in dieser heute nur noch als Perimorphose vorliegenden Form jünger als der Kalk, so ist eine Genesis auf diagenetischem Wege als eine Anreicherung des Ba-Gehalts dieser Schichten möglich oder eine Verdrängung von Gangspalten aus und durch an ihnen aufsteigenden Lösungen, etwa von der Zusammensetzung der heutigen Ba-haltigen Mineralquellen[11]), anzunehmen.[11a])

---

in weiterem Umfange körnig, also von dem allverbreiteten Habitus, geworden sein. Ob bisher einmal ähnliche Erscheinungsformen vom Kalkspat als Kristalleinschluß in Kalken oder anderen Sedimenten beschrieben worden sind, habe ich trotz allen Suchens in der zahlreichen Literatur nicht in Erfahrung bringen können.

[9]) ANDRÉE, K.: a. a. O. [10]) BERGEAT, A.: a. a. O.

[11]) DELKESKAMP: Die weite Verbreitung des Bariums in Gesteinen und Mineralquellen und die sich hieraus ergebenden Beweismittel für die Anwendbarkeit der Lateralsekretions- und Thermaltheorie auf die Genesis der Schwerspatgänge. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902.

[11a]) Daß Mineralquellen sehr grobspätige Barytmassen epigenetisch in Sedimenten absetzen können, zeigen die bekannten

Zunächst bietet eine nachträgliche Auflösung des Schwerspates unter Schonung des umgehenden Kalkes nichts Neues. Es ist bekannt und verschiedentlich betont worden[12], daß Alkalibikarbonate ohne Schwierigkeit die für andere Mittel relativ schwer löslichen Sulfate des Bariums und Strontiums wegführen können, ohne den umgebenden Kalk mit in Lösung bringen oder nachhaltend verändern zu müssen. Diese Alkalibikarbonate entstammen meiner Meinung nach in dem hier vorliegenden Fall den Gangspalten, von welchen aus die Umwandlung des Kalkes in Dolomit durch echte Verdrängung erfolgt ist, wie ich dies bei Heggen, ca. 5 km von Borghausen entfernt, habe nachweisen können[13]. Eine Bestätigung dieser Annahme habe ich auch darin gefunden, daß die Wände der Perimorphosen von Dolomitrhomboëdern besetzt oder überkrustet sind, daß ferner das Auftreten der Perimorphosen auf den unveränderten oder erst schwach dolomitisierten Kalk beschränkt ist, daß sie dagegen im massigen, echten Dolomit völlig verschwinden. Die Auslaugung des Baryts hat also wahrscheinlich gleichzeitig mit der Dolomitisierung stattgefunden oder ist dieser unmittelbar voraufgegangen, so daß die Umkristallisation des dichten, mikrokristallinen Kalks in den ziemlich grobkörnigen Dolomit die Perimorphosen im dolomitischen Kalk verwischen, im Dolomit beseitigen konnte.

Zu der Frage, ob der Baryt als ein primärer Gehalt des Massenkalks anzusehen ist, und sich in primärer Form bereits zu den nach der Größe der einzelnen Perimorphosen recht beträchtlichen Kristallen konzentriert haben kann, liegen uns aus der jüngsten Zeit durch die Arbeiten Bergeat's[14] Beobachtungen an naheliegender Stelle vor. Zunächst nimmt Bergeat, wie er dies mit einigen Fachgenossen schon lange getan hat[15], zur Bildung des Schwer-

---

Schwerspatsandsteine des mitteloligocänen Meeressandes im Kreise Kreuznach. Im Unterschiede zu dem Meggen-Borghauser Vorkommen handelt es sich jedoch bei Kreuznach um grobsandige Schichten mit Fossileinschlüssen, welche durch den ausgeschiedenen Baryt fest verkittet worden sind.

Vgl. dazu auch Delkeskamp: Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Tertiärbeckens. I. Der Kreuznacher mitteloligocäne Meeressand und seine Fauna. Verh. Nat. Ver. Rheinl.-Westf. 1905. S. 95—134.

[12]) Andrée, K.: a. a. O.

[13]) Behr, F. M.: a. a. O.

[14]) Bergeat, A.: a. a. O.

[15]) Stelzner-Bergeat, Die Erzlagerstätten. Leipzig 1904/1906.

spats der Meggener Lagerstätte an, daß diese syngenetischer Entstehung, also gleichaltrig mit den devonischen Gesteinen sei, welchen sie eingelagert ist. Dies erklärt er so, daß sich entweder am Meeresgrunde bariumhaltige Quellen ergossen haben, oder der primäre Ba-Gehalt des Meeres infolge einer Ausscheidung durch Schwefelbakterien und Kalkkarbonat in Form des frischgebildeten Kalkschlammes sich gerade an dieser Stelle zu der gewaltigsten Schwerspatlagerstätte angereichert habe, welche wir kennen. In eine Diskussion über eine solche Art der syngenetischen Entstehung hier einzutreten, kann nicht meine Absicht oder Aufgabe sein, ich habe jedoch zu untersuchen, ob das Erscheinen des Schwerspates in Form von Konkretionen in den Gesteinen des Hangenden und Liegenden der Lagerstätte sich mit dem Auftreten der Perimorphosen in Borghausen vergleichen läßt.

Ein Beweisgrund für die Syngenese des Meggener Schwerspatlagers findet BERGEAT darin, daß der Massenkalk an dieser Stelle nicht ganz fehlt, aber auf eine wenige Meter dicke Schicht über dem Baryt beschränkt ist. Er glaubt deshalb die von HENKE und anderen vertretene Ansicht, daß der Schwerspat eine Metasomatose des Schwefelkieses darstelle, ablehnen zu müssen. Er selbst aber gibt an, leider ohne eine Abbildung der betreffenden Stücke und Schliffe mitzuteilen, daß er im hangenden Packen der Schwerspatlagerstätte ein Kalkband beobachtet und untersucht habe, „welches durch die Schwerspatbildung tiefbuchtig zerfressen und augenscheinlich verdrängt ist. Der Schwerspat dringt in blumigstrahligen Kristallisationen in die Ausbuchtung ein“[16]. Ob diese Erscheinung eine zufällige und auf dieses einzige Stück beschränkt ist, vor allem, ob sie einige Ähnlichkeit mit den von mir aufgefundenen Perimorphosen besitzt, vermag ich wegen des Fehlens einer Abbildung nicht zu entscheiden. Einer weiteren Erwähnung bedürfen noch die Schwerspatknollen, welche sich nach Direktor GRUNDHOFF im liegenden Lenneschiefer, sowie nach HENKE[17]) auch im hangenden Büdesheimer Schiefer finden. Sie stellen nach der Auffassung BERGEATS, welcher ihnen eine sehr hohe genetische Bedeutung zuschreibt, syngenetische, sphärolithische Bodenkörper dar, welche sich in dem noch weichen Tonschiefer gebildet haben sollen, da in

---

16) BERGEAT, A.: a. a. O. N. Jahrb. Seite 45.
17) BERGEAT, A.: a. a. O. Zeitschr. f. prakt. Geol. S. 244.

ihnen „der Schwerspat mit Tonschiefer innig durchwachsen" ist.[17a])

In welcher Weise lassen sich diese Anschauungen BERGEATS auf die Perimorphosen im Massenkalk von Borghausen anwenden? Schwierigkeiten ergeben sich zunächst aus der örtlichen Beschränkung ihres Auftretens. Ihre Bildungsstätte durchsetzt saiger einen nicht unbeträchtlichen Teil des unteren Massenkalkes, ohne sich in horizontaler Richtung weit nach der Seite auszubreiten. Sicher spielt dabei die nachträgliche Dolomitisierung eine nicht untergeordnete Rolle, indem sie seitlich die Perimorphosen zerstörte. Auf keinen Fall aber kann ich nach den Aufschlüssen bei Borghausen und nach der Beschränkung der Perimorphosen auf diesen Fundpunkt annehmen, daß es sich um ein Vorkommen von auch nur entfernt ähnlicher Ausdehnung wie die der Meggener Schwerspatlagerstätte handeln kann.

Die Beschaffenheit des Meeresbodens war jedenfalls an dieser Stelle von der der Meggener Lagerstätte durchaus verschieden. Für Meggen überwiegen die Ansichten, daß es ein tiefes, wenigstens aber bathyales Meer gewesen sei, in welchem der Massenkalk oder der Baryt zum Absatz kam. Bei Borghausen beweisen dagegen die zahlreich auftretenden Korallenreste, vor allem die mächtigen Stromatoporenstücke, daß der Massenkalk ein devonisches Riff darstellt, der

[17a]) Zu der Auffassung BERGEATS über die Entstehung dieser Schwerspatknollen sei mir noch eine außerhalb des Rahmens dieser Mitteilung liegende Bemerkung erlaubt. Er gibt an, daß nach Mitteilung von Herrn Direktor GRUNDHOFF, des leider früh verstorbenen ausgezeichneten Kenners der Lagerstätte, weder im Tonschiefer Hangenden noch im Liegenden der Meggener Schwerspatlagerstätte jemals Sphärosiderite gefunden worden seien, deren häufiges Vorkommen in den devonischen Schiefern an andern Orten der Attendorn—Elsper Doppelmulde bekannt ist. Er zielt dabei auf die von HENKE, DENCKMANN u. a. vertretene Ansicht hin, daß der Baryt metasomatisch ein primäres Kieslager verdrängt habe. Ich stelle dem entgegen, daß im Lenneschiefer wie im Büdesheimer Schiefer gar nicht selten Kalkknollen vorkommen, welche ebenfalls sehr tonig sind und sehr wohl das verdrängte primäre Mineral der Schwerspatknollen enthalten konnten. Diese können auf diagenetischem Wege im Tonschiefer entstanden sein, und auf eine ähnliche authigen-diagenetische oder eine metasomatische Bildung im bereits verfestigten Tonschiefer kann meiner Meinung nach auch eine Bildung von Baryt aus einem primär nicht sehr hohen Ba-Gehalt des Tonschiefers zurückgeführt werden, ohne daß man das Vorhandensein von Pyritkonkretionen annehmen müßte, welche durch den Schwerspat verdrängt worden sein sollten.

Meeresboden an dieser Stelle wenigstens seicht oder wenig tief gewesen sein muß. Eine Ba-haltige Mineralquelle, welche also dort in das Meer, und deren Ba-salze durch die Tätigkeit von Schwefelbakterien als Sulfat zum Absatz gelangt wäre, hätte sicherlich innerhalb dieses flachen, vielleicht subtropischen Korallenriffes keine derartige Verdünnung, wie BERGEAT[18]) dies für Meggen verlangt, erfahren können, daß sich derartige Einzelkristalle oder Kristallaggregate hätten bilden können, anstatt daß der Schwerspat als ein Überzug der Quellränder oder ein gleichmäßiger Niederschlag über dem Meeresboden ausgebreitet hätte. BERGEAT[19]) schreibt dazu: „Eine Ausfällung des Baryts aus dem Meere in der Form eines Niederschlages würde auch kaum zu der sphärolithischen oder strahligkristallinen Ausbildung des Schwerspatgesteins, sondern zu einem feinkörnigen Schwerspatgestein von der Form eines feinkörnigen Kalksteins geführt haben.“

Gegen eine solche syngenetische Entstehung des Schwerspates bei Borghausen mit dem Kalk als Meeresabsatz spricht außerdem die Art seiner Verteilung im Massenkalke, wenn wir die BERGEAT'sche Theorie als die richtige annehmen wollen. Wir haben gesehen, daß die Breite der betreffenden Kalkmasse, in welcher die Perimorphosen auftreten, etwa 12 m, die Höhe etwa 8 m beträgt. Den kontinuierlichen submarin-oberflächlichen Erguß einer bariumhaltigen Mineralquelle und deren Einwirkung auf einen Raum von so wenigen Quadratmetern in dem weichen, nachgiebigen und durchlässigen Kalkschlamm eines Korallenriffes während einer Zeit, welche die Bildung einer etwa 10 m dicken Kalkmasse erfordert, anzunehmen, ohne daß auch seitlich davon bedeutendere Barytmassen zum Absatz gekommen seien, kann ich nicht für richtig halten. Ich muß daher die Möglichkeit einer syngenetischen Entstehung des Schwerspates auf diesem Wege, solange der Kalkschlamm noch unverfestigt und durch die Kristallisationskraft leicht beiseite zu schieben war, als unannehmbar ablehnen. Außerdem wären sicherlich dabei viel eher kugelig-strahlige oder sphärolithische Schwerspatknollen entstanden, welche habituell mit den von BERGEAT beschriebenen Ähnlichkeit hätten aufweisen müssen. Deren Perimorphosen aber hätten bei einer Wegführung des Ba-

---

[18]) BERGEAT, A.: a. a. O.

[19]) BERGEAT, A.: a. a. O. Zeitschr. f. prakt. Geol. S. 247

rytes von den vorliegenden, dünntafeligen bis linsenförmigen völlig verschiedene Hohlraumformen ergeben müssen.

Für die genetische Erklärung der Schwerspatkristalle, welche die Perimorphosenbildung veranlaßt haben, stehen uns aber noch zwei andere Wege offen, und zwar ihre Erklärung als Nebenwirkung von auf Spalten aufsteigenden Minerallösungen oder als eine Konzentration des primär feinst verteilten Bariumgehaltes des Massenkalkes auf diagenetischem Wege nach der vollendeten Verfestigung desselben.

Eine Erklärung der Genesis von Gangspalten aus bietet ebenfalls nicht zu verkennende Schwierigkeiten. Immerhin betrachte ich auch die Möglichkeit nicht als ausgeschlossen, daß es sich um Pseudomorphosen von Baryt nach Gips handle, wie sie nicht selten anzutreffen sind. Als Ganglösung wäre dann eine Bariumchlorid oder -bikarbonatlösung anzunehmen, welche einen primären Gehalt des Kalkes an Gipskristallen auf dem Wege der Pseudomorphosenbildung durch Austausch eines Bestandteils in Baryt umgewandelt hätte. An und für sich wäre eine Erklärung des Absatzes von Baryt auch um einen Kristallisationsmittelpunkt von Schwefelkies denkbar, wenn wir an den fein verteilten Pyritgehalt vieler Gesteine, darunter auch des Massenkalkes in der Attendorner Mulde denken. Dadurch wäre, wie Doss[20]) dies für die Mitwirkung von Schwefelbakterien und deren Schwefelsäureabscheidung bei der Entstehung des Meggener Vorkommens annimmt, durch die Zersetzung von Eisensulfid-Eisensulfat und aus diesem wiederum Baryt entstanden. Gleichfalls für eine derartige Entstehung sprechen vielleicht die vertikal schnurförmig vorhandenen kleinen Perimorphosen, welche beiderseitig von schmalen Klüftchen angeordnet zu sein scheinen, die nachträglich jedoch wieder verheilt und dadurch verschwunden sein müssen.[20a])

[20]) Doss, B.: Melnikorit, ein neues Eisensulfid, und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. (?)

[20a]) Analoge Bidlungen liegen vielleicht den Auslassungen von Bentz über Schwerspatkristalle im Nebengestein eines Harzer Schwerspatganges zugrunde, über welche er schreibt: „Verdrängungen des Nebengesteins sind im Zechstein zu beobachten. An den Gängen im Hummelkopf durchschießen häufig strahligblumig angeordnete Schwerspatkristalle die dolomitischen Kalke der Spaltenwände und bilden sogenannte „Ährensteine". Eine

Wir sehen in einem solchen Falle eine ähnliche Erscheinung, wie sie die von mir untersuchten Verquarzungsvorgänge in Verbindung mit der Dolomitisierung des Massenkalkes darstellen[21]). Das seitliche Ausklingen der Einwirkung von Ganglösungen würde in beiden Fällen durch die Einwanderung einzelner isolierter Kristalle oder Kristallgruppen in relativ weiter Entfernung von der Gangspalte aus in das dichte unveränderte Nebengestein hinein dargestellt. Daß eine kristallographisch gute Ausbildung von Barium- und Strontiumsulfat in solchen dichten Gesteinen sehr wohl möglich ist, zeigen die Untersuchungen von COLLOT[22]), FISCHER[23]) und REIS[24]), ebenso, daß die Wiederauflösung derselben ohne wesentliche oder auch nur merkbare Veränderung des umgebenden Kalksteines von sich gehen kann.

In gleicher Weise wie eine epigenetische Entstehung des Baryts bei Borghausen durch das Aufsteigen von Minerallösungen auf Spalten wahrscheinlich sein kann, ist auch die epigenetische Bildung desselben auf authigen-diagenetischem Wege nicht von der Hand zu weisen. Ein Ba-gehalt des Massenkalkes bei Borghausen ist zwar in der chemischen Analyse nicht festzustellen, von anderen Kalken aus der näheren Umgebung liegen leider ebensowenig Analysen mit Angaben des Ba-gehaltes der untersuchten Gesteine vor. Es ist aber bekannt, daß der oft verschwindend geringe Bagehalt in der Analyse leicht übersehen, oder als Ba-gehalt bestimmt wird, wenn sich die Aufmerksamkeit des Analytikers nicht ganz besonders darauf richtet[25]). Infolgedessen können irgend welche Schlüsse aus dem Fehlen von derartigen Angaben nicht gezogen werden. Ebensowenig sind

---

Zugehörigkeit derselben zu der großtafeligen, leichtspaltbaren Schwerspatgeneration der von BENTZ beschriebenen Harzer Gangbildungen legen die Vermutung auf eine Analogie mit dem Borghauser Vorkommen sehr nahe.

BENTZ: Über Schwerspatlagerstätten im Süd- und Westharz. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1914. S. 285.

[21]) BEHR, F. M.: a. a. O.

[22]) COLLOT, L.: Diffusion du baryum et du strontium dans les terrains sédimentaires: épigenies, druses d'apparence organique. Compt. Rend. de l'Acad. d. Sc. Paris 1905. T. **141**.

[23]) FISCHER: Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geognost. Jahresh. **21**. 1908.

[24]) REIS, O. M.: Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Trias. I. Muschelkalk und untere Lettenkohle, 2. Teil. Geognost. Jahresh. **22**. 1909.

[25]) ENGELBACH: Zur Nachweisung des Baryts und Strontians in Kalksteinen. LIEBIGS Annalen der Chemie u. Pharmazie Bd. **123**; 1862.

bisher die Einzelphasen der diagenetischen Veränderung des Mineralgehaltes und der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Sedimente genau bekannt. Als sicher muß dagegen gelten, daß bei einer authigen-diagenetischen stofflichen Konzentration in festen, dichten Gesteinen sehr wohl Einzelkristalle, Kristallbündel oder Rosetten mit recht guter kristallographischer Begrenzung und von beträchtlicher Größe entstehen können. Das bekannteste Beispiel dafür ist Gips und Cölestin in manchen Vorkommen[26]). Die kristallographisch gute Ausbildung des Barytes der Perimorphosen würde also nicht gegen eine solche Erklärung auf diagenetischem Wege sprechen. Auf einen Bariumgehalt des Massenkalkes glaube ich außerdem aus den Feststellungen Krusch's[27]) und anderer schließen zu dürfen, nach welchen die Neubildungen von Baryt in westfälischen Spalten- und Grubenwässern einer deszendenten Wanderung des Schwerspates aus alten, der Trias, dem Perm und dem Karbon, vielleicht auch dem Devon angehörenden Gesteinen beruhen soll. Und ist auch ein Niedersinken der schweren Ba-lösungen des devonischen Massenkalkmeeres zu den tieferen Bildungsorten des Meggener Vorkommens von dem Riffe bei Borghausen aus anzunehmen, — wenn ein solcher Ba-gehalt, aus einer untermeerischen oder küstennahen Mineralquelle stammend, überhaupt im devonischen Massenkalkmeere an dieser Stelle vorhanden war —, so müssen doch auch die aus flacherem Wasser stammenden Sedimente einen geringen Ba-gehalt besessen haben, welcher, war er auch noch so gering, zur Bildung der den Perimorphosen zugrunde liegenden Schwerspattäfelchen hätte ausreichen müssen. Wie Bergeat[28]) aber angibt, ist eine solche Eintiefung bei Meggen durchaus nicht bewiesen, wodurch das Vorhandensein eines primären Ba-gehaltes in den übrigen Sedimenten des Massenkalkmeeres nur umso wahrscheinlicher wird.

Ich komme daher zu dem Schluß, daß die Bildung der vorliegenden Barytperimorphosen mit großer Wahrscheinlichkeit auf metasomatischem oder authigen-diagenetischem Wege als eine spätere Umwandlung des Kalkes in bezug auf seine chemische Zusammensetzung erfolgt ist. Ein Vergleich mit der in der Luftlinie kaum 6 km davon entfernten Meg-

---

[26]) Andrée, K.: a. a. O.

[27]) Krusch, P.: Die Zusammensetzung der westfälischen Spaltenwässer und ihre Beziehung zur rezenten Schwerspatbildung. Diese Zeitschr. Monatsber. 1904.

[28]) Bergeat, A.: a. a. O.

gener Schwerspatlagerstätte läßt uns erkennen, daß es sich mit einiger Wahrscheinlichkeit um eine der Schwerspatknollenbildung im Liegenden derselben analoge Erscheinung handelt, daß diese daher ebenfalls metasomatisch oder diagenetisch entstanden sein können, mit der Unterscheidung, daß im Kalk eine Kristallausbildung des Barytes möglich war, im dichten Tonschiefer hiergegen eine sphärolithisch-kristalline Ausbildung erfolgt ist. Eine Beziehung der Perimorphosen zur Lagerstätte selbst wäre dagegen nur in der Annahme festzustellen, daß der primäre Ba-gehalt des Kalksteines dem Devonmeere entstammt, aus welchem nach den neuen Untersuchungen von BERGEAT[29]), DOSS[30]) und anderen die Meggener Lagerstätte gebildet worden sein soll, ohne dagegen einen Schluß auf die Art und Weise der dort vor sich gegangenen Prozesse, auf die Wechselwirkung der Lösungen oder die Möglichkeit von deren Ableitung zu gestatten.

Nachschrift.

Köln, 1. Deezmber 1919.

Über fünf lange Jahre sind seit der Niederschrift vorstehender Mitteilung vergangen. Wandlungen in Anschauungen und Hypothesen sind nicht ausgeblieben. Inwiefern sie die oben angeführten Gedanken berühren, wird sich noch zeigen müssen. Ihnen Rechnung zu tragen, wird der Zukunft vorbehalten bleiben müssen.

---

[29]) BERGEAT, A.: a. a. O.
[30]) DOSS, B.: a. a. O.

Manuskript eingegangen am 5. Dezember 1918.

7. Die morphologische Bedeutung der Grundwasseraustritte.

Von Herrn TH. WEGNER, Münster i. Westf.

(Hierzu Tafel V und 4 Textfiguren.)

Über die morphologische Bedeutung der Grundwasseraustritte ist bisher nichts bekannt geworden. Als Grundwasseraustritte bezeichne ich alle Stellen, an denen Grundwasser aus Gestein hervortritt. Stellen mit aussickerndem, nicht fließendem Grundwasser werden Flächenaustritte genannt. Quellen sind alle fließenden Grundwasseraustritte.

I. Beobachtungen in Westfalen an künstlich hervorgerufenen Grundwasseraustritten.

1. An frisch ausgeworfenen Drainagegräben im Kreide- und Geschiebemergel des Münsterschen Plateaus beobachtete ich vielerorts folgendes: Die oberen 20—30 cm des lehmig verwitterten Mergels führen schwaches Grundwasser, der darunterliegende wenig verwitterte Lehm oder Mergel bildet den Wasserstauer. Tritt im Sommer bei niedrigem Stand des Wassers im Drainagegraben das Grundwasser in und vor allem über dem Wasserspiegel des Grabens aus der Grabenwand hervor, so bilden sich, besonders nach dem ersten ergiebigeren Regen, in dieser langgezogene Unterhöhlungen von wenigen Zentimetern Höhe, 10—20 cm Länge und mehreren Zentimetern Tiefe. Hin und wieder beobachtete ich auch mehrere Dezimeter tiefe Unterminierungen bis zu etwa 1/2 m Länge. Diese Unterminierungen können nur dadurch hervorgerufen sein, daß das austretende Grundwasser Bodenteilchen mit sich reißt. Wird der über den größeren Unterminierungen liegende Lehm durch Pflanzenwurzeln nicht genügend zusammengehalten, so bricht die Decke unter Bildung einer oberflächlichen Delle am Grabenrand zusammen oder wandert als kleiner Erdschlipf — eine Nische oder kurze Stufe bildend — in den Graben hinein.

2. Gräbt man eine Grube in einen feinporigen Grundwasserträger (z. B. tonigen Sand) bis unter den Grundwasserspiegel, so beobachtet man meistens, daß das Grund-

wasser nicht überall gleichmäßig aus den Wandungen hervortritt. Das Grundwasser „schwitzt" zwar überall an den Wandungen aus, tritt aber meistens an einigen Stellen besonders stark zutage. Hier wandern alsdann Bodenteilchen mit dem abfließenden Grundwasser in die Grube und rufen nischen- oder kanalartige Unterminierungen derselben Art hervor, wie sie oben beschrieben sind. Dieses Verhalten kann nur auf ungleiche Durchlässigkeit des Materials zurückgeführt werden. Von mir vorgenommene Nachgrabungen bei Herne i. Westf. zeigten wiederholt, daß keine Anhaltspunkte dafür vorliegen, daß dieses ungleiche Verhalten auf ungleicher, ursprünglicher Sedimentation beruhen kann. Auch an verschlämmte Maulwurfsgänge, Wurzelkanäle usw. kann man nicht denken, das Material der Austrittsstellen unterscheidet sich in seiner Art und Struktur, soweit sich das makroskopisch beurteilen läßt, in nichts von der standfesteren Umgebung. Nach allen Beobachtungen kann ich die Erscheinung nur so deuten, daß sich infolge der Bewegung des Grundwassers die feinere, tonige Ausfüllungsmasse zwischen den größeren Körnern bereits vorher verlagert hat, und so kanalartige Partien größerer Porosität geschaffen sind, in denen eine schnellere Bewegung des Grundwassers stattfindet. Über die Form und den Zusammenhang konnte ich mir kein Bild machen.

3. Daß bei der Absenkung des Grundwasserspiegels vom abfließenden Grundwasser Bodenteilchen mitgeschleppt werden, ist bei Pumpversuchen vielfach festzustellen. Wenn auch ein Teil der bei den Pumpversuchen auftretenden Trübung zunächst auf die Verschmutzung der Bohrrohre zurückzuführen ist, so ist doch vielfach diese Entstehungsursache der Trübe ausgeschlossen, sie kann nur auf einem Abfließen von Bodenteilchen aus der Umgebung zum Brunnen beruhen.

Von einer periodischen Quelltrübung kann man jedoch nicht auf die gleiche Ursache schließen. Die trübenden Substanzen werden wohl meistens nach heftigen Regengüssen aus den bedeckenden Alluvionen losgerissen und durch Klüfte zu den Quellen gelangen. Immerhin ist auch diese Art der Denudation durch das Grundwasser beachtenswert. Es scheint mir aber, daß man positive Unterlagen für die subterrane Verlagerung bzw. den Abtransport durch systematische Untersuchungen an Quellen erhalten könnte.

4. Im Sommer 1916 stellte ich folgende Erscheinungen fest: Beim Block Sythen der Bahnstrecke Haltern—Recklinghausen werden weiße Sande des Untersenons[1]) von unteren, diskordant gelagerten Diluvialsanden, einem $1^1/_2$ m mächtigen Geschiebemergel und diluvialen Sanden überlagert. Ein schwacher Grundwasserhorizont liegt über dem Geschiebemergel. Vielfach sind über ihm im Sand kleine kanalartige Unterminierungen in derselben Art zu beobachten, wie sie weiter unten von ostgalizischen Quellen beschrieben werden. Der Hauptgrundwasserhorizont liegt etwa 5 m unter Oberfläche in den Kreidesanden, er geht in das Wasser des östlich fließenden Heubachs über. Unmittelbar westlich vom Sythener Block befindet sich ein

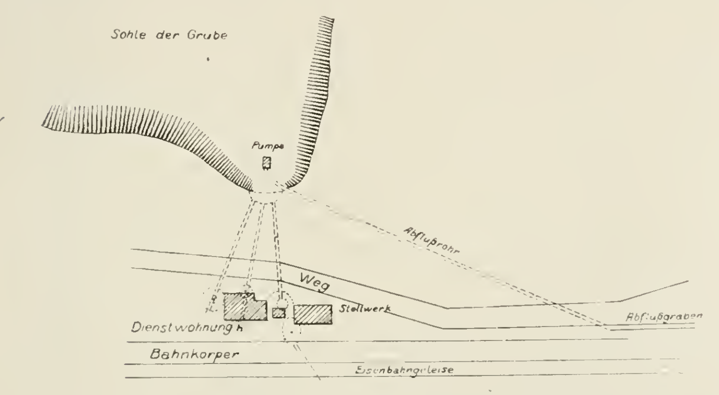


Fig. 1. Skizze der Sandgrube der Rheinisch-Westfälischen Sandwerke am Block zwischen Sythen und Dülmen. Die gestrichelten Linien geben die Lage der Halbhöhle in der Grubenwand und der davon ausgehenden Kanäle. Die gestrichelten Kreise und Ellipsen zeigen die Lage der am 11. November 1915 entstandenen Erdfälle

großer Aufschluß der Rheinischen Sandwerke, in dem in erster Linie weiße Kreidesande für Glasfabrikation gewonnen werden. Der Tongehalt des Sandes, der durch Waschen beseitigt wurde, bedingt eine geringe Verfestigung, die sehr steile bis nahezu senkrechte Abstürze der Grubenwände zur Folge hatte. Der Betrieb der Grube wurde infolge des Krieges Anfang November 1915 eingestellt. Die Gewinnung ging in der Weise vor sich, daß der Grund-

---

[1]) Sande der „Zone der *Scaphites binodosus* in der sandigen Halterner Fazies.“ Vgl. Wegner: Zur Faziesbildung des westf. Untersenons. Diese Zeitschr. 1910. Monatsber. S. 387

wasserspiegel dauernd durch Pumparbeit um etwa 6 m abgesenkt gehalten wurde. Dabei trat das Wasser unten aus den Wandungen der Grube von der Seite her aus. An der Ostwand der Grube hatte sich an einem derartigen stärkeren Quellaustritt eine Halbhöhle in dem Kreidesand gebildet, die nach der Aussage von Arbeitern und des Betriebsführers etwa 4 m Höhe und 6 m Tiefe hatte. Die Sohle der Höhle lag in der Fortsetzung der Grubensohle und stieg nach hinten zu schwach an. Die Halbhöhle lief dann nach hinten in drei Kanäle aus, aus denen Wasser nicht mehr festzustellender Stärke hervorkamen. Nach einer Aussage konnte man sich in diesen Kanälen meist nur in gebückter Haltung bewegen, doch waren in ihnen mehrere übermannshohe Erweiterungen[2]) vorhanden. Am 11. November 1915 brachen diese Kanäle zusammen. Über der großen Halbhöhle bildete sich eine breite, stark abschüssige Senke, über dem weiteren Verlauf der Kanäle wurde eine Anzahl trichterförmiger Bodensenkungen hervorgerufen. Der größte Erdfall hatte bei einem Durchmesser von über 10 m nahezu 5 m Tiefe. Die Lage der Erdfälle und vor allem die von der Eisenbahndirektion Münster vorgenommenen Nachgrabungen ergaben, daß die drei von der Grubensohle ausgehenden Kanäle sich mindestens 50 m weit ostwärts erstreckten, und daß einer von ihnen in dieser Entfernung noch eine Breite von 2,5 m und eine Höhe von 3,25 m besaß. Die Sohle der Kanäle stieg von der Grubensohle aus bis zu den 50 m entfernten Erdfällen auf etwa 3 m an, eine Erscheinung, die auf die Absenkungskurve des Grundwassers zurückzuführen ist.

An den übrigen Wandungen waren mehrere Höhlungen kleineren Ausmaßes gleicher Art und Entstehung vorhanden, über deren Größe aber leider nichts mehr in Erfahrung gebracht werden konnte.

Die vorstehend angeführten Beobachtungen an künstlich hervorgerufenen Grundwasseraustritten gaben mir Veranlassung, die Vorgänge zu beobachten, die durch natürliche Grundwasseraustritte hervorgerufen werden. Es ist aber von vornherein zu erwarten, daß sich heute diese Folgen natürlicher Grundwasseraustritte infolge des langen Be-

---

[2]) Es erscheint mir wahrscheinlich, daß diese bedeutenden Erweiterungen der Kanäle im Bereich der Geleise durch die Erschütterung des Bodens infolge des regen Zugverkehrs verursacht wurden (vgl. Höhlenbildung in Sanden durch Grundwassersenkung). Zeitschrift für prakt. Geologie. 1917. S. 26.

stehens nicht mehr in derselben Stärke wie bei den seinerzeit hervorgerufenen zeigen können.

Fasse ich die vorstehenden Beobachtungen zusammen, so ergibt sich folgendes: Bei künstlich hervorgerufenen Grundwasseraustritten werden durch das austretende Grundwasser Bodenteilchen aus dem angeschnittenen Grundwasserhorizont mechanisch herausgedrückt, es bilden sich mit der Stärke des Austritts in ihrer Größe schwankende,

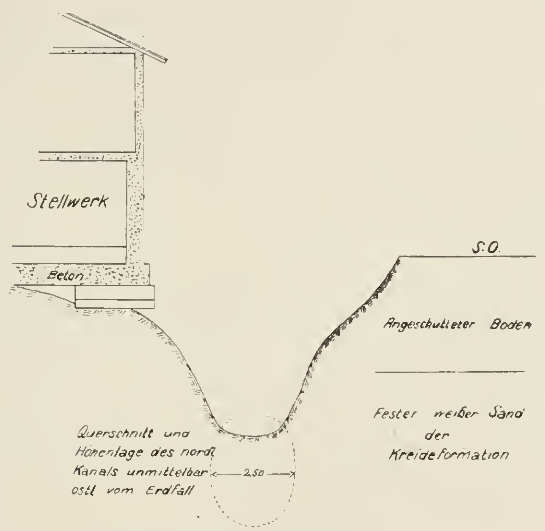


Fig. 2. Querschnitt des großen Erdfalles am Stellwerk und des östlich sich weiterziehenden Kanals.

kanalartige Unterminierungen, die schließlich zusammenbrechen und zur Bildung von Stufen durch Abwandern der Schollen führen. Nach den Beobachtungen ist ferner eine subterrane Verlagerung von Bodenteilchen durch die unterirdisch fließenden Wasser und ein Abtransport an der Austrittsstelle vorhanden.

II. Beobachtungen an Tertiärquellen in Ostgalizien.

Der Sockel des ostgalizisch-podolischen Plateaus wird im Westen von fast horizontal gelagerter Kreide, im Osten

von flachliegendem, durchweg sandigem Devon und weiterhin von tonigem Silur mit eingeschalteten Kalksteinbänken gebildet. Diesem Sockel liegt überall Tertiär in sehr wechselnder Fazies und diesem Löß in stark schwankender Mächtigkeit auf. Der Grundwasserhorizont der durchweg gleichmäßig klüftigen Kreide geht entweder in das Grundwasser der Talaue über oder tritt bei Undurchlässigkeit der Alluvionen am Rand derselben oder durch diese in der Talaue selbst in Quellen aus. Selten ist durch tonige Zwischenlagen ein lokaler höherer Horizont in der Kreide vorhanden (Rücken östlich der Narajowka bei Lipica dolna und Lipica gorna). Im Devon ist häufiger über tonigen Einschaltungen, im Silur selten in stärkeren Kalksteinpacken Grundwasser vorhanden. Dagegen findet sich stets ein bei genügendem Hinterland kräftig ausgesprochener Grundwasserhorizont an der Basis des Tertiärs, der in den Tälern je nach der Neigung der Grundgebirgsoberkante einen mehr oder weniger starken Quellhorizont bildet. Ein oberer schwächerer Grundwasserhorizont liegt im Löß infolge tonig verwitterten oder tonig entwickelten Tertiärs oder infolge einer grünen, diluvialen Tonlage, über deren Entstehung ich keine Klarheit erhalten konnte. Im Karpathenvorland auf den langen Rücken zwischen den zum Dniester in Südnordrichtung strömenden Flüssen und Bächen ist der obere Grundwasserhorizont sehr kräftig entwickelt, indem sich zwischen Löß und tonig entwickeltem Miocän eine mehrere Meter mächtige Schotterlage einschaltet. In den alluvialen und diluvialen Ablagerungen der Täler treten weitere Grundwasserhorizonte hinzu.

1. Beobachtungen an Tertiärquellen bei Czortkow (Ostgalizien).

Der Schichtenaufbau ist folgender: (Abbildung nebenstehend.)

Ein schwacher oberer Grundwasserhorizont befindet sich an der Basis des Löß, bald über einer tonig verwitterten Tertiäroberkante, bald über einem grünen Ton, der nach Srajnocha[3]) *Limnaea peregrina* Müll., *Succinea oblonga* Drap. und *Planorbis albus* Müll. enthält. Ein zweiter recht bedeutender Grundwasserhorizont mit vielfach sehr markant ausgesprochener Quellenlinie liegt an der Basis des Tertiärs bald über tonigen, bald über alphibitischen

[3]) Führer Exc. Int. Geol.-Kongr., Wien. Nr. III b. S. 1.

0,20 m Ackerkrume Weiter flussaufwärts Löss.

3,5 Lithothamnienmergel.

2,7 m Mergel mit vielen kleinen Kalkalgen.

0,15 m graubrauner Ton.

0,22 m Mergel mit grossen Kalkalgen

0,17 m grauer blättriger Ton mit nussgrossen Kalkalgen

0,20 m nussgrosse Kalkalgen

0,10 m Tonmergel. Austernbank, zäher Kalk

0,24 m, 0,12 m } Sehr zäher Kalk mit vielen Algenknollen.

3 m Brekziöser Kalkstein

Kalkalgen nicht häufig. Eine Bankigkeit ist nur selten auf kurze Erstreckung ausgesprochen

1,5 m bald fester, bald mürber Sandstein mit diskordanter Parallelstruktur

0,7 m Sand, z. T. fein

0,4 – 1,2 m mürber Sandstein mit stark unregelmässiger Unterkante

9 m weisser Sand, mittelkörnig, z. T. standfest.

0,5 m mürber Sandstein

0,2 m Algenkalklager.

0,4 m Kalksandstein fest.

0,1 m mürber kalkiger Sandstein

0,25 m toniger Grobsand

0,05 m Kalkalgen

0,6 m Fliessand

Grundwasser.

0,2 m sandiger, fester Ton

Silur

Vielfache Wechsellagen von vorwiegendem Tonschiefer mit dünnen Kalkbänken u. Kalklinsen.

Fig. 3. Schichtenfolge des Hanges Czortkow-Wygnanka.

Basisablagerungen desselben, bald unter Fehlen derselben über tonig verwittertem Silur.

Die Quellen entströmen bald mehr, bald weniger gut ausgebildeten Quellnischen, die Wannenform besitzen. Ich fand sie dort überall typisch ausgebildet, wo die Ergiebigkeit der Quelle $1/4$ Sekundenliter überstieg. Wie bei einer Wanne ragt die Rückwand steil auf, während sich die Seitenwandungen nach vorn mehr und mehr senken und verflachen. Das Innere der Wannen ist wellig, hin und wieder von einigen Blöcken von abgerutschtem, über den Sanden liegendem, festem Algenkalkstein unterbrochen. In flacher Rinne nimmt hierdurch der Quellabfluß seinen Weg. In der Mitte der rückwärtigen Steilwand ist meistens ein breiter, aber kurzer, oben geschlossener Kanal von 20—30 cm Tiefe zu beobachten, aus dem die Quelle hervortritt. Auf dem Grund derselben liegen im Quellabfluß vielfach bis taubeneigroße Gerölle und Grobsand, während Feinsande und tonige Materialien fehlen. Die Vegetationsfreiheit oder -armut der Rückwände der Nischen zeigt, daß ihre Bildung jungen Datums ist. Hin und wieder beobachtete ich, daß Risse parallel zur hinteren Steilwand vor allem über dem Kanal das obere Gehänge durchsetzten, die den weiteren Abbruch und das Rückwärtsschreiten der Erosion vorbereiten. Durch die an solchen Rissen sowohl von rückwärts, als auch seitwärts in die Wanne hineinwandernden Schollen wird die wellige Oberfläche derselben hervorgerufen, die von dem Quellabfluß beseitigt wird.

Neben den Quellen sind Flächenaustritte sehr zahlreich, von denen die in ihnen und in ihrer Umgebung liegenden Rasendecken durchfeuchtet werden, die infolgedessen, wie die schiefgestellte Vegetation erkennen läßt, langsam hangabwärts wandern.

An dem steilwandigen Serethufer bei Czortkow zeigen sich weiterhin an mehreren Stellen unterhalb des Dorfes Wygnanka Erscheinungen, die nur als Folgen dieser subterran rückschreitenden Erosion des Grundwassers bezeichnet werden können. Große Schollen Sand und Lithothamnienkalk sind aus dem Hangenden des Grundwasserführers abgebrochen und hängen bald am tieferen Hang (Taf. V, Fig. 2), bald sind sie bis in die Talaue abwärts gewandert. Quellen finden sich an diesen Stellen nicht mehr im Niveau des tertiären Quellhorizonts, sie gehen durch die Schuttmassen entweder in das Grundwasser der Talaue über oder treten am unteren Ende der Schuttmassen hervor.

Die hier zu beobachtenden Erscheinungen gehen am besten aus den beigegebenen Photographien und aus den unter diesen gebrachten Erläuterungen hervor. Meine Beobachtungen lassen folgende Schlüsse zu:

Die Quellaustritte schaffen Material aus dem Grundwasserhorizont, sie bilden vor allem einen mehr oder weniger tiefen, subterranen Abflußkanal, der einbricht und rückwärts wandert und so durch subterrane Erosion unter Mitwirkung des offenen Quellabflusses zur Bildung einer Quellnische führt. Durch die weitere Rückverlegung der Nische wird das Gehänge untergraben, so daß Bergrutsche die Folge sind.

Unterhalb Wygnanka (Czortkow) treten die Quellen dicht nebeneinander aus. Ihr Austritt ist durch eine Stufe gekennzeichnet, in der die Quellnischen liegen. Die Bildung dieser Stufe ist im wesentlichen auf die Tätigkeit der Quellaustritte zurückzuführen, wenn auch der Erosion des aufschlagenden Regens dabei weiterhin eine Bedeutung zukommt. Bei der Ausbildung der Stufen wird das seitliche Wandern der Quellaustritte eine Rolle spielen. Daß ein solches vorliegt, ist bei den nicht selten schief gestellten Kanälen selbstverständlich. Ein seitliches Wandern kann sodann dadurch bedingt sein, daß alte Quellaustritte durch niederbrechende Schollen verstopft werden und neue daneben sich bilden.

Während am Ostufer des Sereth bei Czortkow zahlreiche kleine Quellen dicht nebeneinander liegen, sind auf der gegenüberliegenden Talseite die Quellen spärlich, aber weit wasserreicher. Die größten und nahezu einzigen Quellen der westlichen Talwand bei Czortkow sind durch drei Quellkammern der Stadt Czortkow bzw. des Wunderrabbis gefaßt.

Der hier sehr deutlich diagonal geschichtete Sand des vorstehend gegebenen Profils ist durch kohlensauren Kalk zu einem sehr mürben, aber recht standfesten Sandstein in seiner ganzen Mächtigkeit verkittet. Auf ihn legt sich in klotzigen Bänken ein zäher Algenkalkstein. Ein durchgehendes Profil konnte mangels Aufschlüsse nicht gemessen werden. Czortkow liegt auf einer vom Sereth umfaßten Schlinge, die, von zwei bis drei Terrassenresten unterbrochen, langsam zum Plateau ansteigt. Über der oberen, von Löß bedeckten Terrasse hebt sich das Tertiär mit deutlicher Steilkante ab und bildet das von Löß bedeckte Plateau, das sich zur Strypa hinzieht. Seitlich der Schleife schneiden zwei kleine Täler in den Plateaurand ein. In dem nördlichen liegt nahe der Kavalleriekaserne das kleinere Wasserwerk der Stadt Czortkow, in einer Abzweigung des

südlichen die Quellfassung des Rabbinats. Die letztere liegt in einem amphitheatralisch ausgebildeten Talanfang, dessen Wandungen von dem diskordant gelagerten Sand gebildet werden. Da das Haupttal die Wasser des unmittelbaren Hinterlandes abfängt, erscheint es ganz ausgeschlossen, daß das Seitental der Rabbinatsquelle von Oberflächenwasser gebildet wurde.

Auch an der Bildung des nördlichen Tälchens ist m. E. die Quelle neben der Wirkung des oberflächlich tätigen Quellabflusses und der Niederschläge infolge subterraner Erosion beteiligt. Zu weiteren Untersuchungen in dieser Richtung an Ort und Stelle fehlte mir leider die Zeit. Seitentalbildung durch subterrane Quellerosion scheint mir vor allem dann möglich, wenn der Quellaustritt eine konstante Lage behält.

2. Beobachtungen an Diluvialquellen des ostgalizischen Karpathenvorlandes.

Den folgenden Ausführungen liegen Beobachtungen zwischen Stanislau und Halicz-Kaluß zugrunde.

Der Aufbau des hier untersuchten Gebiets ergibt sich aus den folgenden Querschnitten (Fig. 4).[4] (Abbildung nebenstehend.)

Der Grundwasserhorizont liegt im Karpathenschotter, bzw. dort, wo dieser fehlt, an der Basis des Löß. Die nachstehenden Erscheinungen zeigen sich vor allem dort, wo die Karpathenschotter über weites Gebiet ausgedehnt bedeutendes Grundwasser führen. Sie sind sehr gut am östlichen Steilufer der Lukawiec entwickelt. Die Quellen treten in hohen, steilwandigen Nischen aus, deren Rückwand von dem von Löß überlagerten diluvialen Schotter gebildet wird. Bald sind die Nischen isoliert, bald verfließen mehrere zu einem großen Amphitheater.

Die wenigstens im Frühjahr sehr starken Quellen kommen nahezu stets aus engen Kanälen im Geröll hervor. In einem Fall konnte ich eine Tiefe von über 1 m messen, seine weitere Länge war aber infolge einer Krümmung nicht feststellbar. Eine Nachgrabung an einem Quellaustritt zeigte, daß in der Richtung des ausfließenden Grundwassers die zwischen den Geröllen festgestellte tonig-grobsandige Ausfüllungsmasse nicht mehr vorhanden war.

---

[4]) Durch einen Irrtum des Zeichners ist statt Löß in den Profilen Ton gesetzt.



Fig. 1. Blick auf die Tertiärquellzone an der Steilwand Czortkow-Wygnanka.

Im Vordergrunde der linken Bildhälfte sind 5 Quellabflußrinnen sichtbar, die nach oben zu in Quellnischen münden. Das Wandern des Bodens im Bereich einer Quellnische zeigen die schiefgestellten Weiden der ersten Nische. Im Hintergrund links fehlen im Ausgehenden der Tertiärbasis die Quellen. Starke Abrutsche des Hangenden sind hier sichtbar (vgl. folg. Abbild.). Die Quellen treten dort erst am Fuße der abgerutschten Massen aus.



Fig. 2. Rutschungen am Steilhang Czortkow-Wygnanka.

Die Quellen fehlen im Ausgehenden des Tertiärs, sie sind überlagert von im Quellhorizont abgerutschten Tertiärmassen (scharfer Absatz in der Mitte des Bildes). Links das Tal des Sereth.



Der aus Schotter und Löß aufgebauten Steilwand ist bei Majdan, südlich der Chaussee Stanislau—Kaluß, eine aus tertiärem Salzton gebildete Stufe terrassenartig vorgelagert. Von der Steilwand abgebrochene Schollen bedecken diese Terrasse mit zahllosen, bald mehr, bald weniger großen Buckeln, zwischen denen hindurch die hin und wieder zu

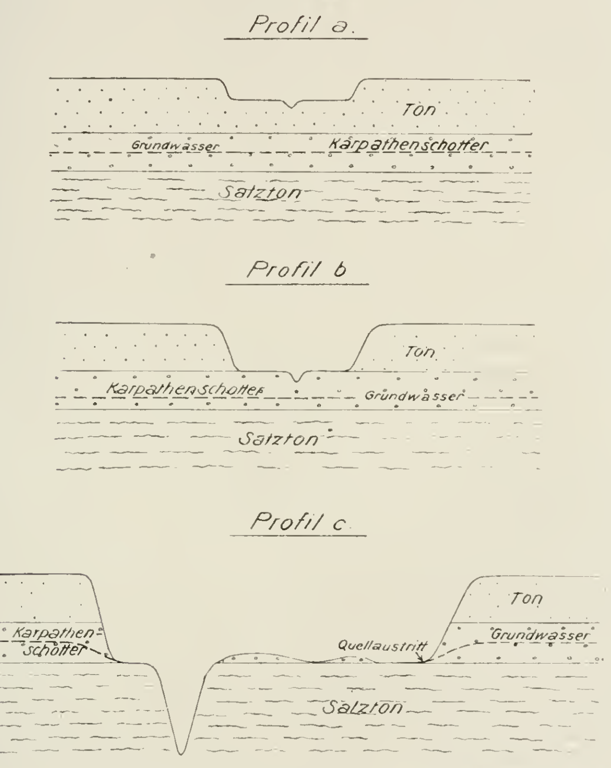


Fig. 4. Querschnitte durch die Racheln bei Majdan östlich der Lukawiec.

Tümpeln aufgestauten Quellabflüsse ihren Weg nehmen. Daß diese Schollenwanderungen auch heute noch stark im Gange sind, zeigen schiefstehende Buchen von etwa zwei bis sechs Jahren Alter. Die Erscheinungen zeigen auch hier wiederum deutlich, daß die Quellen den Steilhang unterminieren und zum Zusammenbruch bringen, und daß die von ihm gelösten Schollen auf der von den Quellabflüssen getränkten Tonschicht talabwärts wandern. Leider war es mir in dem

dichten Bestand nicht möglich, diese interessanten Erscheinungen im Bilde festzuhalten.

Das Profil durch das Tal der Lukawiec unterscheidet sich von dem in Fig. 4 c gegebenen dadurch, daß die Lukawiec in den Salzton breit und wenig tief eingeschnitten ist.

Dieser Einfluß des Grundwassers auf die Form der Talung zeigt sich auch vor allem deutlich in den Racheln, die südlich Majdan zur Höhe des Rückens zwischen Lukawiec und Pawelcebach führen. Das Profil des Rückens bleibt das oben angegebene: unter Löß von 2—5 m Mächtigkeit liegt eine Schotterbank, die von dem miocänen Salzton unterlagert wird. Die Racheln sind zunächst im Löß flach und breit eingeschnitten, der mit 2—3 m hohen, steilen Wandungen zu einem 10—20 m breiten, ebenen Tälchen abfällt, in dem das Oberflächenwasser sich in schmaler Rinne durchwindet (Fig. 4 a). Dort, wo im oberen Tal des Rückens das Tal im Löß und später in der Schotterbank eingeschnitten ist, bleibt dieser Talquerschnitt. Das Wasser verschwindet aber bei normalem Wasserstand vollständig dort, wo die Sohle von dem angeschnittenen Karpathenschotter gebildet wird (Fig. 4a). Es kommt erst dort wieder zum Vorschein, wo in weiterem Verlauf das Tal den liegenden Salzton anschneidet. Von diesem Punkt abwärts verändert sich dann plötzlich der Talquerschnitt in ganz auffallender Art. Der Bach selbst schneidet sich \/ förmig im Salzton ein. Die Tonoberkante bildet eine deutliche Terrasse, die hin und wieder durch von der oberen Steilwand losgelöste Schollen bucklig wird, und deren Rand von den Quellabflüssen zersägt ist (Fig. 4c).

Auch hier ist, ebenso wie im Haupttal, zweifelsfrei zu beobachten, daß die Ausbildung des terrassenartigen Bandes und damit die Talverbreiterung eine Folge der aus dem Schotter austretenden Quellen und der Flächenaustritte ist.

3. Weitere Beobachtungen in verschiedenen Gebieten.

a) Bei Czazow, westlich Burztyn (Ostgal.), wird die weite Talung von Löß und Lößlehm gebildet, unter denen ein grüner „Ton“ den Wasserstauer bildet. Der den Ort durchfließende Bach ist bis in den Wasserstauer eingeschnitten, so daß bei normalem Wasserstand das Grundwasser aus dem Löß über Bachniveau austritt. An zahlreichen Flächenaustritten und kleinen Quellen ist

zu beobachten, daß sich an der Grenze Ton—Löß eine Stufe in der Bachwandung herausbildet.

Dieselbe Erscheinung auf gleicher Grundlage beobachtete ich an dem Bach unterhalb des Dorfes Podkamien östlich Rohatyn (Ostgalizien).

b) Bei Ruda, westlich Rohatyn, tritt am nördlichsten Hause des Ortes ein kleiner Zufluß von Westen in das Tal der Gnila Lipa. Die vom Zufluß gebildete Rachel ist oben breit ⊔-förmig im Löß eingeschnitten. In ganz auffallender Weise ändert sich dieses Bild dort, wo die Rachel die ausstreichenden Tertiärschichten schneidet. An Stelle der flachen Lößrinne senkt sich an diesem Schnittpunkt plötzlich das Bett in breitem Amphitheater ein, um wieder zu einer schmalen Rinne mit steiler Wandung zu werden, dort, wo das Bett kurz unterhalb von den klüftigen Kreidemergeln gebildet wird. Das Tertiär wird hier von einem 50—100 cm mächtigen grünen Ton sowie überlagernden Sanden (mürben Sandsteinen) und Kalkalgenbänken gebildet. Über dem Ton treten mehrere nicht bedeutende Quellen aus, durch deren Tätigkeit die hangenden Tertiärschichten zum Einbruch gebracht werden, so daß die amphitheatralische Erweiterung bewirkt wurde.

c) Nordwestlich Kohlscheid bei Aachen wird Karbon mit tonig verwitterter Oberkante von Maasschotter und von Löß überlagert. Im Kies liegt ein Grundwasserhorizont, der mehrere Quellen bildet. 100 m südlich des Gehöfts Mühlenbach tritt eine schwache Quelle aus, in gleicher Höhe liegen am Hang mehrere Flächenaustritte. Der Quellaustritt liegt in einer weiten, steilwandigen Nische, an deren Bildung Oberflächenwasser keinen nennenswerten Anteil gehabt haben können; die Bildung der Nische kann nur durch die genannte Quelle und andere in der Nische liegende Flächenaustritte hervorgerufen sein, die den Grund derselben versumpfen. Leider war es mir nicht möglich, diese dürftigen Beobachtungen hier über ein größeres Gebiet fortzusetzen, doch scheint dieses Gebiet für weitere Studien der Bedeutung der Quellaustritte geeignetes Material liefern zu können.

d) Vor allem ist das Gebiet südlich Czernowitz für derartige Studien geeignet. Die Höhen nach Czudyn werden aus tertiären Tonen mit zwischengelagerten, grundwasserführenden Sanden gebildet. Eine nähere Untersuchung war mir leider infolge eines nur sehr kurzen militärischen Aufenthalts nicht möglich. An den Hängen sind an überaus

zahlreichen Stellen[5]) vielfach nur infolge von Flächenaustritten starke Rutschungen bemerkbar, die nicht selten jede Bebauung verhindern. Hier drängt sich einem die Bedeutung der Quell- und Flächenaustritte für die Form der Berghänge und ihre Bedeutung für die Denudation auf.

e) Ein längerer Lazarettaufenthalt in Untermarchtal bei Ulm gab mir hin und wieder Gelegenheit, in dem zwischen Munderkingen und Riedlingen liegenden, aus Molassebildungen zusammengesetzten Höhenzug Beobachtungen anzustellen. Leider ließ es meine Erkrankung nicht zu, ein Profil aufzunehmen, doch konnte ich vielfach die Wirkungen der Grundwasseraustritte feststellen. Unmittelbar unterhalb der Schupferberg genannten Häusergruppe bei Tobel tritt eine jetzt gefaßte Quelle am Ende einer breiten Mulde aus. Kurzwellige Rücken mit dazwischenliegenden abflußlosen Vertiefungen in der über 100 m breiten Mulde sind zweifellos eine Folge der Grundwasseraustritte.

Westlich Schupferberg ist der gleiche Quellhorizont deutlich zu verfolgen. Etwa 200 m westlich der genannten Häusergruppe liegt eine amphitheatralische Nische mit etwa 150 m Durchmesser, deren Quellen ebenfalls gefaßt sind. Eine weitere talartig ausgebildete Mulde, noch bedeutender im Ausmaß, schließt sich westlich an. Zahlreiche Grundwasseraustritte sind die Ursache der deutlich zu beobachtenden Rutschungen. Unmittelbar nördlich dieser großen talartigen Nische kreuzt der Weg nach Obermarchtal ein breites Tälchen mit zahlreichen Grundwasseraustritten. Mehrfach zu beobachtende Rutschungen haben hier Veranlassung zur Bildung eines terrassenartigen Bandes gegeben.

f) Alle vorstehend wiedergegebenen Beobachtungen wurden an aus lockeren oder wenig verfestigten, sandigen oder sandig-tonigen Ablagerungen austretendem Grundwasser gemacht. Beobachtungen an Grundwasseraustritten aus festem Gestein zu machen, hatte ich kaum Gelegenheit. In dem Gebiet von Brzezany-Podwysokie treten die Quellen aus tertiären festen Mergeln aus. Die Quellinischen sind, typisch ausgesprochen, sie besitzen senkrecht ansteigende Rückwände. Gleiches beobachtete ich an Quellen, die aus

---

[5]) Einen derartigen Bergrutsch in der Stadt Czernowitz hat Becke beschrieben. Die Bedeutung der Quellaustritte für die Entstehung desselben wurde bereits von ihm erkannt. Vgl. F. Becke: Über die bei Czernowitz im Sommer 1884 und Winter 1884/85 stattgefundenen Rutschungen. Jahrbuch k.k. geol. Reichsanst. **35.** Bd. 1885. S. 397.

dem Kreidemergel im Gebiet der Narajowka hervortreten. Offenbar wirken auch hier die Quellaustritte unterminierend, so daß ein Abbruch des Hangenden an den Klüften erfolgt, doch konnte ich hier keine Beobachtungen über die Art der Quellerosion machen.

Zusammenfassung.

Die Grundwasseraustritte sind von hoher Bedeutung für die Denudation und die Ausbildung der Hänge.

1. Meine Beobachtungen ergeben, daß in lockeren sandigen und sandig-tonigen Ablagerungen durch die Grundwasserbewegung eine subterrane Materialverlagerung stattfindet, und daß sich vor allem in der Nähe der Quellaustritte im Boden durch teilweise Entfernung der Ausfüllung der Poren zwischen den gröberen Körnern eine weitmaschige „Sickerpackung" bildet. Nur so ist es überhaupt erklärlich, daß ein feinkörniges Material größere Wassermengen zur Quelle abgeben kann. Durch die Fließbewegung der Quellen findet so subterran eine Entführung von Bodenteilchen aus dem Bodeninnern statt.

2. Am Quellaustritt bildet sich durch subterranes Abstoßen von Bodenteilchen ein Kanal. Durch den Einbruch der Decke des Kanals entsteht eine Rinne, die sich durch Abrutsch von Schollen zur Quellnische erweitert. Diese wandert durch fortgesetzte subterrane Erosion in den Hang rückwärts.

3. Durch das Rückwärtswandern der Quellnischen wird das Hangende des Grundwasserhorizonts unterminiert, es brechen Schollen los, die auf dem durchfeuchteten Hang unter Mitwirkung des als Schmiermittel dienenden tonigen Grundwasserstauers hangabwärts in die Talaue wandern und hier durch Flußerosion entfernt werden. Auch der Quellabfluß trägt zu ihrer Beseitigung bei. In dem Abwärtswandern der Schollen zum erodierenden Bach und zudem in ihrer Beseitigung durch den Quellabfluß liegen weitere Momente der Bedeutung der Quellaustritte für die Denudation.

4. Bleibt der Quellaustritt an gleicher Stelle längere Zeit bestehen, so bildet sich durch die rückwärtsschreitende subterrane Erosion, verbunden mit der subaëren Erosion des Quellabflusses und allmählich einbezogener Oberflächenwasser eine talartige Quellnische, die nach meinen Beobachtungen wenigstens zur Bildung kurzer Seitentäler führen

kann. Es ist aber noch in geeigneten Gebieten zu untersuchen, ob und wie weit eine Talbildung durch oder wenigstens unter wesentlicher Beteiligung subterraner Erosion hervorgerufen werden kann.

5. Treten zahlreiche Quellaustritte in einem Gehänge aus, so wird das Gehänge über der Quellzone gleichmäßig zurückverlegt, und es entsteht in der Höhenlage des Grundwasserstauers eine mehr oder weniger stark ausgesprochene Stufe. Von Bedeutung wird für diese Stufenausbildung vielleicht ein seitliches Wandern der Grundwasseraustritte infolge Bergrutsche oder schief zum Hang gestellter subterraner Grundwasserabflußkanäle sein.

6. Die Bedeutung der subterranen Erosion der Grundwasseraustritte kann nur in Gebieten junger Erosion in ihrer ganzen Größe erkannt werden. Die subterrane Erosion ist aber nach den vorstehend mitgeteilten Beobachtungen für die Morphologie ganz allgemein von hohem Interesse. Sie muß vor allem unmittelbar nach dem Anschneiden der Grundwasserhorizonte bzw. der Grundwasserstauer wirken und muß abgesehen vom ersten Affekt ihr höchstes Ausmaß erreichen, wenn während der Erosion im Grundwasserhorizont oder Grundwasserstauer der wechselnde Wasserstand des erodierenden Baches wiederholten Rückstau und wiederholte Absenkung bewirkt. Die Erscheinungen der subterranen Erosion des Grundwassers müssen vor allem dann von Bedeutung werden, wenn ein artesisch gespannter Grundwasserhorizont von der Flußerosion betroffen wird. Nicht nur für die Talform, sondern auch für die Talvertiefung muß alsdann das Grundwasser von Bedeutung sein.

Die vorstehenden Ausführungen hatte ich Winter 1917/18 im Felde zusammengestellt. Nachträglich habe ich erst Kenntnis von der Arbeit Schmitthenners: Die Oberflächengestaltung des nördlichen Schwarzwalds[6]) erhalten. Schmitthenner hat bereits 1913 beobachtet, daß durch Ton durchsickerndes Wasser imstande ist, kleine Teilchen mit sich zu führen (S. 9) und hat weiterhin vermutet, daß eine im Buntsandstein gebildete Höhle von Sickerwasser verursacht sei. Schmitthenner hat sodann erkannt, daß bei der Rückverlegung der Stufen die Quellen eine bedeutsame Rolle spielen. Es ist mir eine große Freude

[6]) Dissertation Heidelberg. Karlsruhe 1913.

feststellen zu können, daß meine vorstehenden, von SCHMITTHENNER völlig unabhängigen Beobachtungen im wesentlichen zu dem gleichen Resultat führen, sie liefern aber darüber hinaus meines Erachtens einen auf positive Unterlagen begründeten Beitrag zu der Frage der subterranen Erosion der Grundwasseraustritte und ihrer Bedeutung für die Denudation. Leider mußte ein Teil der Abbildungen infolge der zeitigen Schwierigkeiten der Herstellung fortgelassen werden.

Manuskript eingegangen am 15. Februar 1919.

8. Geologische Beobachtungen im Reichslande.

Von Herrn Paul Kessler.

Infolge meiner Ausweisung aus dem Elsaß komme ich nicht mehr dazu, einige geologische Arbeiten, deren Ausführung ich vorhatte, abzuschließen. Ich muß mich daher darauf beschränken, wenige Tatsachen anzuführen, die mir von so weitgehendem Interesse zu sein scheinen, daß ihre Veröffentlichung auch ohne nähere Erforschung gerechtfertigt erscheint.

I.

Tertiäre Terrassen am Vogesenrand und ihre Bedeutung für die Geschichte des Rheintals.

In den Vogesen existieren sehr hochgelegene parallel dem Rheintal verlaufende Terrassen, von denen ich eine bei den Ausflügen nach der Tagung des Deutschen Geographentages Pfingsten 1914 auf der Exkursion von der Hohkönigsburg nach Rappoltsweiler zeigen konnte. Auf ihr liegen die unteren Teile des Dorfes Tannenkirch in 420 bis 460 m über NN. Gerölle finden sich zwar, sagen aber nichts aus, da sie, soweit ich beobachten konnte, mit denen des Hauptkonglomerats des Buntsandsteins identisch sind, das auch oberhalb des Ortes ansteht. Der Boden der Terrasse sowie der untere Teil des rückwärtigen Gehänges besteht aus Bilsteingranit, so daß die Terrasse nicht als Denudationsterrasse aufzufassen ist. Die Rheintalebene hat am Fuß der Berge bei St. Pilt eine Höhe von 220 m, bei Schlettstadt 170 m, der Rhein selbst fließt in etwa 160 m Höhe.

Eine ähnliche, nur viel ausgedehntere Terrasse läßt sich vom Forsthaus Eichwald, Nordrand des Meßtischblattes Barr aus beobachten. Die Höhe beträgt zwischen 350 und 380 m, das Rheintal liegt bei Bischofsheim etwa 200 m tiefer, der Rhein bei Altenheim fließt in etwa 140 m über NN. Die Terrasse breitet sich über Lias und Buntsandstein aus, ist also ebenfalls keine Denudationsterrasse. Möglicherweise lassen sich hier noch Schotter finden, da zum Teil auch Lehme die Oberfläche bilden. Aus der starken Zerstückelung geht hervor, daß die Terrasse recht alt ist.

Die Terrasse, die schönste mir bekannte am Vogesenrande, liegt etwa 200 m über dem Rheintal. Zum Oberpliocän gerechnete Sande, die sich durch ihre weiße, gelbliche oder hellrote Farbe auszeichnen, und wie bekannt im Unterelsaß und anderen Gebieten eine weite Verbreitung haben[1], liegen etwas weiter südlich bei Dambach und Epfig, wo sie bis 263 m ansteigen. Hier sind ihnen Blocklehme zwischengelagert[2], während das sonst meist nicht der Fall ist.

Sie sind als jünger anzusehen wie die in Rede stehenden Terrassen, es sei denn, daß man eine spätpliocäne oder jungdiluviale Störung annimmt, die die Terrasse selbst teilweise in die Tiefe versenkt hat. Dem widerspricht aber die Natur der Ablagerung und ihre Höhenlage im nördlichen Elsaß. Aus den dortigen Lagerungsverhältnissen geht hervor, daß die jungpliocänen Sande und Gerölle Zuflüssen eines im Rheintal damals vorhandenen Stromes oder Sees entstammen, die zum Teil wohl ziemlich bedeutendes Gefälle besassen. Liegen doch die Ablagerungen in der Nähe des jetzigen Gebirges bis zu 285 m hoch[3] (Oberbronn 275 m, Fuß der Scherhol bei Weißenburg 285 m) und senken sich von dort allmählich in das Rheintal (Riedselz bis 190, Hagenau 150, Sufflenheim 135 m). Eine Terrasse, die bis zu 170 m reicht, bilden sie zwischen Schweighausen und Ohlungen. Mag auch ein Teil der Niveauunterschiede auf spätere Störungen zurückzuführen sein, in der Hauptsache wird man sie ursprünglichem Gefäll zuschreiben müssen, wofür besonders noch später zu erörternde Gründe sprechen. Somit fällt die Möglichkeit, die Bildung der hochgelegenen Terrassen in das Oberpliocän zu setzen, und man muß, will man überhaupt eine zeitliche Festlegung versuchen, sie mit anderen bekannten älteren Terrassen oder Flußablagerungen vergleichen.

In der weiteren Umgebung finden wir diese sowohl auf badischer Seite, als auch im Mainzer Becken und am Rhein von Bingen abwärts.

---

[1]) Salomon, Die Bedeutung des Pliocäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. Sitzungsber. d. Heidelberger Akademie der Wissenschaften. Math.-nat. Klasse, Abt. A, 1919. Abhandl. 1.

[2]) van Werveke, Über das Pliocän des Unterelsaß. Mitteil. d. Geol. Landesanst. von Elsaß-Lothringen, Bd. III, S. 139—157. 1892. (Auch in den Mitteil. d. Oberrh. Geol. Verein., 1891, Vers. Wolfach.)

[3]) van Werveke, a. a. O.

Altpliocäne schotterbedeckte Terrassen hat FREUDENBERG[4]) aus der Gegend von Bruchsal beschrieben. Sie liegen dort in Höhen bis zu 237 m, etwa 55 m höher als die ältesten glazialalpinen Terrassen und 122 m über dem Alluvium der Rheinebene. Der Rheinspiegel selbst hat ungefähr 95 m Höhe. Der Rhein hat auf der etwa 90 km langen Strecke von Altenheim bis in die Gegend von Bruchsal etwa 55 m Gefäll, die Terrassen hätten dagegen, will man sie gleichstellen, über 140 m Gefäll, also fast dreimal so viel. Das Gefäll von 1:5 ‰ erscheint immerhin zu groß, um eine Gleichstellung auch ohne Annahme geringer nachträglicher tektonischer Verschiebungen zu gestatten, doch wird daran, seitdem ja ganz junge Störungen aus diesem Gebiete bekannt geworden sind, niemand Anstoß nehmen. Ebenfalls zum Altpliocän gehören die bekannten Dinotheriensande des Mainzer Beckens. In diesem durch und durch zerrütteten Gebiet sind aus der Höhenlage keinerlei Anhaltspunkte zu gewinnen, liegen doch allein schon die über Tage anstehenden Sande in Höhenlagen von unter 100 bis über 250 m. Weiter rheinabwärts finden sich die unterpliocänen Ablagerungen in den Kieseloolithschottern wieder, die ja auch petrographisch ihre Identität mit den Eppelsheimer Sanden beweisen[5]). Daß aus ihrer Höhenlage nachunterpliocäne Störungen hervorgehen, ist bekannt[6]), und zwar solche Störungen, durch die das Unterpliocän des Rheinischen Schiefergebirges in eine höhere Lage kam, als die gleichaltrigen Ablagerungen des Mainzer Beckens. Auch die Bruchsaler Schotter liegen in geringerer Meereshöhe, ebenso die Barrer Terrasse. Für den unterpliocänen

---

[4]) Über pliocäne Buntsandsteinschotter im Kraichgau, nebst Bemerkungen über alttertiäre Juraschotter bei Ubstadt. Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Verein., 1916.

[5]) MORDZIOL, Über eine Verbindung des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. Bericht d. Niederrhein. Geol. Verein. Verhandl. d. Naturh.-Verein. d. Preuß. Rheinlande, 1907. MORDZIOL, Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 122—130. MORDZIOL, Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Geologische Rundschau, 1910, S. 319. Eine Zusammenstellung der Angaben über die Höhenlage der Kieseloolithschotter findet sich bei KRANZ, Hebung oder Senkung im Rheinischen Schiefergebirge. Diese Zeitschr., Monatsber. 1911, S. 240, ebendort auch eine gute Zusammenstellung der Literatur.

[6]) MORDZIOL, Beitrag zur Gliederung und Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Diese Zeitschr., 1908, S. 272.

Urrhein wird angenommen, daß er in ähnlicher Richtung wie der heutige in das Schiefergebirge eintrat.[7]) Letzteres soll als Gebirge noch nicht vorhanden gewesen sein, sondern als ein im allgemeinen flaches Hügelland nur wenig über das Meeresniveau emporgeragt haben. Die Gerölle und Sande, die der unterpliocäne Strom mit sich führte, weisen darauf hin, daß er von Süden in das Mainzer Becken kam. Die Kieseloolithe selbst werden, wenigstens für das Gebiet des Mainzer Beckens und bis zur Einmündung der Mosel, von Freudenberg[8]) gedeutet „als oolithische Hornsteine des mittleren Muschelkalks von Schwaben, die der Neckar durch die Pforte von Heidelberg nach dem Rheinhessischen Plateau verfrachtet hat". Deeke[9]) hält es ebenso für wahrscheinlich, daß die Kieseloolithe dem mittleren Muschelkalk Badens, Schwabens und des Elsaß entstammen, dazu kommen nach ihm ferner noch jurassische Gesteine als Muttergesteine in Betracht.

Ein weiteres Vergleichsgebiet ist der Schweizer Jura. Dort finden sich in der südlichen Verlängerung der Rheinebene[10]) unterpliocäne Ablagerungen wieder, die besonders aus dem Bois de Raube bei Delsberg bekannt geworden sind, aber nicht nur dort, sondern auch noch an zahlreichen anderen Stellen *Dinotherium giganteum* und andere Säuger geliefert haben. Schon Rollier hat angenommen, daß die sämtlichen Dinotheriensande von der Elsässer Grenze bis zur Schweizer Ebene einst miteinander in unmittelbarer Beziehung gestanden hätten, also nicht in getrennten Tälern, sondern auf einer ziemlich ebenen Fläche abgelagert seien, die sich erst später zum jetzigen Schweizer Jura auffaltete. Da diese Sande vorwiegend Vogesenmaterial enthalten[11]), wurden sie als „Sables a galets vosgiens" bezeichnet. In mehreren neueren Arbeiten[12]) sind diese Schotter

---

[7]) Mordziol, a. a. O.

[8]) Über pliocäne Buntsandsteinschotter usw.

[9]) Geologie von Baden, Bd. II, S. 522.

[10]) Rollier, Dix coupes du tertiaire jurassien. Extr. des Archives des sciences physiques et naturelles. Genf, 1892, S. 40.

[11]) Rollier. Nouvelles coupes du tertiaire jurassien. Ebenda. 1893.

[12]) Hummel, Die Tektonik des Elsgaues. Bericht d. Naturf.-Gesellsch. Freiburg i. Br., Bd. XX, 1914. — Kemmerling, Geologische Beschreibung der Ketten von Vellerat und Moutier. Freiburg i. Br., 1911. — Oertel, Stratigraphie und Tektonik der Gegend von St. Brais und Saulcy im Schweizer Jura. Inaug.-Dissert., Freiburg i. Br., 1912. — Schuh, Geologische Beschreibung der Gegend von Saigenlegier und Les Pommerats. Diese Zeitschr., 1914.

als diskordant auf verschiedenen Stufen des Jura liegend beschrieben worden, womit eine zweimalige, eine vorpliocäne und eine spätpliocäne oder altdiluviale Faltung des Jura bewiesen ist, wie sie schon BRÜCKNER aus geomorphologischen Gründen angenommen hatte[13]). Die Schotter liegen jetzt auf recht verschiedener Höhe, im Elsgau meist zwischen 400 und 500 m, doch auch bis zu 720 m hoch und bestehen aus Buntsandsteingeröllen, besonders Hauptkonglomerat, Quarziten, karbonischen Grauwacken, Quarzporphyren und Quarzporphyrtuffen, hornfelsartigen Kontaktgesteinen und aus meist bis zur Unkenntlichkeit zersetzten Graniten und Gneisen[14]). Nach HUMMEL lassen sich gleichartige Schotter nach N und NW hin bis nach Frankreich und in den Sundgau verfolgen. Im Becken von Tavannes liegen aber auch zwischen dem Kalk der Öninger Stufe und dem Oberen marinen Helvetien Sande mit *Dinotherium bavaricum*, die vermutlich ebenfalls aus den Vogesen herzuleiten sind, also eine noch ältere Ablagerung gleicher Zusammensetzung. Für unsere Zwecke kommen diese älteren Ablagerungen nicht in Frage, da Terrassen aus dieser Zeit sich wohl kaum erhalten haben werden.

Aus dem Sundgau sind von pliocänen Geröllablagerungen die Sundgauschotter BRÜCKNERS (= Elsässer Decke GUTZWILLERS), die BRÜCKNER den oberpliocänen Sanden des übrigen Elsaß gleichzustellen geneigt ist,[15]) bekannt. Diese Schotter enthalten vorwiegend alpines Material, und zwar solches aus der Mittelschweiz und dem Rhonetal[16]), und die Gerölle von Vogesensandstein, die in ihnen sich finden, werden als aus der miocänen Nagelfluh umgelagert angesehen. Doch kommen außer den Sundgauschottern auch ältere Geröllablagerungen vor. HUMMEL[17]) glaubt, daß manches von dem, was als Sundgauschotter bezeichnet wird, zum Unterpliocän gehört, „wenigstens, soweit nicht in größerer Menge alpines oder Schwarzwaldmaterial nachzuweisen ist“. Fast mit Sicherheit gehören zu den Dinotheriensanden die Ablagerungen am Fuße der nördlichsten Jurakette bei Dürlinsdorf[18]).

---

[13]) PENK und BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 437.
[14]) HUMMEL, a. a. O., S. 28.
[15]) a. a. O., S. 467 u. 479.
[16]) BRÜCKNER, S. 473.
[17]) a. a. O., S. 28.
[18]) VAN WERVEKE, Die Entstehung des Mittelrheintales und der Mittelrheinischen Gebirge. Mitteil. d. Gesellsch. f. Erdkunde und Kolonialwesen, Straßburg i. Els., 1913, S. 33.

Auch HEIM[19]) nimmt an, daß die Sande mit Quarzgeröllen und die Vogesensande des Sundgau den Dinotherienablagerungen des Jura gleichaltrig sind. Jedenfalls ist an dem prinzipiellen Unterschied festzuhalten, daß die Sundgauschotter alpines Material enthalten, die Dinotheriensande Vogesenmaterial.

Aus der Zusammensetzung der Sundgauschotter schließt BRÜCKNER[20]) nun im Zusammenhang mit anderen Tatsachen, daß vor der jungpliocänen Hebung des Jura die Entwässerung der Alpen senkrecht zum Streichen des Gebirges über eine Fastebene erfolgte, der auch der damals als Gebirge noch nicht vorhandene Jura bis in die Gegend der Saône angehörte.

„Wo der Abfluß des Rheintales sich hinwandte, wissen wir zwar nicht; die Gewässer der Mittelschweiz aber — Reuß und Aare —, ebenso die Rhone richteten sich direkt nach NW über den eingeebneten Jura hinweg, wo wir im Sundgauer Schotter ihre Gerölle finden. Erst später nach der pliocänen Hebung des Jura hat die Walliser Rhone ihren Lauf nach SW eingeschlagen, wo schon lange ein Fluß das Gebirge verlassen hatte, zugleich wurde die Aare nach NO abgelenkt."[21])

So bestechend die Darstellungsweise BRÜCKNERS ist, zumal in Verbindung mit den durch die Arbeiten von HUMMEL, KEMMERLING, ÖRTEL und SCHUH gelieferten Resultaten, eines fehlt ihr, der Nachweis der alpinen, den Sundgauschottern gleichaltrigen Gerölle im Jura. BRÜCKNER selbst erwähnt sie nicht, in der Literatur ist kein Hinweis auf sie zu finden, und HEIM bezeichnet die Sundgauschotter als in der Schweiz fehlend.[22]) Als Beweis, daß die die Sundgauschotter ablagernden Flüsse einst den Jura überquert haben, bleiben also nur die aus der Rhonegegend stammenden Gerölle. Bei alten Geröllablagerungen, besonders solchen, die stark verwittert sind, ist aber stets schwer zu unterscheiden, was zum erstenmal vom Gebirge verfrachtet wurde, und was umgelagerte ältere Geröllbildungen sind.

Man kann also meines Erachtens BRÜCKNERS Fluß, der den Jura im Oberpliocän querte, wohl als sehr wahrscheinlich, nicht aber als bewiesen ansehen. Ob dieser Fluß

---

[19]) Geologie der Schweiz, Tabelle S. 542.
[20]) a. a. O., S. 480.
[21]) BRÜCKNER, a. a. O.
[22]) a. a. O., S. 271.

nun existierte oder nicht, jedenfalls erfolgte die Aufwölbung des Jura erst nach der Ablagerung der Dinotherienschichten, die die Sedimente aus den Vogesen nach S über den jetzigen Jura hinwegsetzender Flüsse sind.

Wenn nun aber im Unterpliocän (oder einem Abschnitt des Unterpliocän) die Entwässerung der Südvogesen nach S erfolgte, so ergibt sich für die Altersfrage unserer Terrassen wieder eine neue Schwierigkeit, es sei denn, daß man für das Unterpliocän die zeitliche Aufeinanderfolge zweier verschiedener Flußsysteme annimmt, wozu bis dato keinerlei Unterlagen vorhanden sind. Wenn ein aus der Richtung des jetzigen Hochrheins kommender Fluß ebenfalls nach S zu dem Mittelmeer abfloß, woher kam dann ein genügend großer Fluß, die Terrassen zu bilden? Als Nordsüdzufluß zum nach S fließenden Urrhein kann der fragliche Fluß nicht angesehen werden, da einem solche Terrassen bildenden Fluß das nötige Niederschlagsgebiet gefehlt hätte; ging doch bereits der Urneckar nach N. Es muß also zur Erklärung der Terrassen doch ein aus dem Alpengebiet nach N fließender Fluß angenommen werden. Wurden aber die Südvogesen nach S entwässert, so muß zwischen dem unterpliocänen nach N abfließenden Rhein und den nach S fließenden Gewässern eine Wasserscheide vorhanden gewesen sein.

Diese Erhebung müßte sich etwa in der Richtung Basel-Mülhausen-Rufach erstreckt haben, also ungefähr der jetzigen, ebenfalls niedrigen Wasserscheide zwischen Ill—Nordsee und Doubs—Mittelmeer parallel gewesen sein. Eine Stütze könnte die Hypothese einer derartigen Wasserscheide vielleicht in der Tektonik finden. In der Tat streicht bei Niedermagstatt halbwegs Basel-Mülhausen eine Störung durch, an der der westliche Teil höher liegt[23]). Ebenso ist eine nach NO verwerfende Störung durch Riedisheim bei Mülhausen anzunehmen[24]). Auch das jetzige Ende des Melanienkalkes gegen die Rheinniederung bei Rixheim unweit Mülhausen ist durch eine Verwerfung bedingt[25]). Noch

---

[23]) Förster, Weißer Jura unter dem Tertiär des Sundgaus im Oberelsaß. Mitteil. d. Geol. Landesanst. von Elsaß-Lothringen. Bd. V, S. 115, 1904.

[24]) van Werveke, Die Tektonik des Sundgaus, ihre Beziehung zu den Kalisalzvorkommen im Oberelsaß und in Baden und ihre Entstehung. Ebenda, Bd. VIII, S. 243, 1913.

[25]) Förster, Geologischer Führer für die Umgebung von Mülhausen i. Els. Ebenda, Bd. VIII, S. 217, 1892.

mehrere Verwerfungen gleicher Richtung und gleichen Sinnes sind bei Mülhausen vorhanden. Am wichtigsten aber ist, daß zwischen Isteiner Klotz und Sundgauhöhen ein Graben in Südost- bis Nordwestrichtung verläuft, den van Werveke[26]) als Graben von Sierenz bezeichnet.

Nach Förster ist der Sundgau ein bei der Bildung des Rheintals relativ emporgequetschter mittlerer Teil der im ganzen gesunkenen Platte. Zu beweisen wäre noch, daß diese Störungen bereits vor dem Unterpliocän existierten, da sich annehmen ließe, daß sie ursächlich mit der letzten Jurafaltung zusammenhingen. Dann wären sie als jünger wie der hypothetische Fluß natürlich nicht zu verwenden. Nun aber bildet das Tertiär zwischen Mülhausen und Altkirch ein Gewölbe, dessen Längsachse SW—NO verläuft, mit der höchsten Erhebung zwischen Illfurt und Zillisheim. Aus den Mächtigkeitsverhältnissen im Oligocän hat van Werveke[27]) nachgewiesen, daß die höhere Lage des den Sundgau aufbauenden Gebirgsstückes bis ins Unteroligocän zurückreicht und nicht lediglich durch nacholigocäne Störungen bedingt ist. Hier wäre also ein bereits im Oligocän angelegter, im Miocän wohl weitergebildeter Sattel, der auch im Unterpliocän als Erhebung vorhanden war, wie er es jetzt auch noch ist.

Suchen wir nördlich Mülhausen nach einer tektonischen Erhebung, so finden wir sie im Horst zwischen den Bohrungen Ensisheim III und Münchhausen I, in dem Wagner[28]) die Fortsetzung des nach N sich senkenden Ausläufers der Höhen östlich Mülhausen erblickt. Auch für die Anfänge dieser Erhebung glaubt Wagner bereits das Oligocän annehmen zu dürfen. Das Bestehen einer altpliocänen Wasserscheide zwischen Rhein und Doubs scheint mir damit ziemlich wahrscheinlich. Zur Gewißheit würde die Annahme eines altpliocänen aus O oder SO, wahrscheinlich aus den Alpen kommenden Flusses, der nach N strömte, allerdings erst durch das Auffinden alpinen Materials, sei es auf den hochgelegenen Terrassen, sei es vielleicht auch

---

26) 1913, S. 249.

27) Die Tektonik des Sundgaus und ihre Beziehungen zur Tektonik des Juragebirges. Ebenda, Bd. VI, S. 330, 1908.

28) Neuere Ergebnisse über die Gliederung und die Lagerung des Tertiärs im Kalisalzgebiet des Oberelsaß. Mitteil. d. Philomatischen Gesellsch. in Elsaß-Lothringen, Bd. IV, H. 5, S. 763. 1912.

unter den jüngeren Geröllablagerungen im jetzigen Rheintal[29]).

Ist die hier vorgebrachte Anschauung richtig, und eine andere, wahrscheinlichere Erklärungsmöglichkeit sehe ich zurzeit nicht, so müßte die Sundgauwasserscheide sich noch weiter nach S fortgesetzt haben, das Gefäll östlich der Wasserscheide müßte nach N, westlich nach S gegangen sein. Darin wird man keine Schwierigkeit erblicken, sehen wir doch auch z. B. Rhein und Donau, Loire und Saône-Rhone mit umgekehrter Stromrichtung dicht aneinander vorbeifließen. Daß westlich der Sundgauwasserscheide wieder ein tektonisches Senkungsgebiet liegt, das ein Abströmen der Wässer der Südvogesen nach S erleichterte, ist bekannt.[30])

Im Oberpliocän änderten sich die Flußrichtungen nun bedeutend, und zwar dadurch, daß eine Senkung im südlichen Teil der Mittelrheinischen Tiefebene eintrat. Nun strömten, wenn man Brückners Anschauungen folgen will, Reuß, Aare und Rhône über den noch immer als Rumpfebene eines wenig gefalteten Gebirges daliegenden Jura nach NW und setzten die Sundgauschotter ab, um weiterhin durch die Burgundische Pforte nach dem jetzigen Doubs und dem Mittelmeer abzuströmen. Mit ihnen vereinigte sich der Rhein und ebenso Zuflüsse, die von N aus der jetzigen Mittelrheinischen Tiefebene kamen. Vorher aber schon hatte in den östlichen und westlichen Randgebirgen der Tiefebene eine relative Hebung stattgefunden. Sehen wir doch die Absätze der in das Rheintal einströmenden oberpliocänen Bäche auch an ihren höchsten Stellen wesentlich tiefer liegen, als die Terrassen des unterpliocänen Rheins.

Erst gegen das letzte Ende des Pliocän zu wurde der Jura in neue Falten gelegt, der Rhein aus seiner oberpliocänen Richtung wieder nach N abgedrängt, er nahm die Spur seines altpliocänen Vorgängers wieder auf und benutzte dessen Bett zum Durchbruch durch das immer mehr emportauchende Rheinische Schiefergebirge, so daß die während der Hebungsperiode durch etappenweise Tiefenerosion gebildeten diluvialen Rheinterrassen in den Grund-

---

[29]) Eine Notwendigkeit des Vorhandenseins alpiner Gesteine in den Ablagerungen eines aus den Alpen kommenden Flusses besteht natürlich nicht. Ein tektonisch etwa im jetzigen Rheintal gebildeter See hätte natürlich das alpine Material abgefangen.

[30]) van Werveke, a. a. O.

zügen ihrer Erstreckung den unterpliocänen Schottern im allgemeinen folgen".[31])

Ähnlich wie durch die Höhenlage der Kieseloolithterrasse die nachunterpliocäne Hebungshöhe der verschiedenen Teile des Rheinischen Schiefergebirges festgelegt ist, müssen sich auch durch ein Erforschen der hochgelegenen Vogesenterrassen für die verschiedenen Teile dieses Gebirges die spätpliocänen Hebungsvorgänge bestimmen lassen. Im Zusammenhang mit der Tektonik des Jura ließen sich dabei für den Mechanismus der Hebungen höchst wichtige Resultate erzielen. Leider ist mir nun die Ausführung dieser Arbeit nicht mehr möglich.

Im Zusammenhang mit dem Vorhergehenden darf eine eben erst erschienene Arbeit SALOMONS[32]) nicht übersehen werden. Mit VAN WERVEKE nimmt SALOMON an, daß Schwarzwald und Vogesen Gewölbe sind, die durch den Seitendruck des Schweizer Jura hoch aufgestaut wurden, während sich nördlich von ihnen, durch Pfalzburger und Kraichgauer Mulde getrennt, die Gewölbe der Haardt und des Odenwaldes bildeten. Da der Druck im S am stärksten wirkte, wurden auch dort die Gebirge am höchsten gewölbt, obwohl diese Gegenden ursprünglich, wie aus dem Fehlen von Resten der höheren Juraschichten im N hervorgeht, tiefer lagen als die nördlichen. Diese Anschauung teile ich, glaube aber hier nicht die Wirkungen der spätpliocänen, sondern der älteren Jurafaltung zu sehen. Nicht erklärt ist allerdings damit die starke jungpliocäne Hebung des Rheinischen Schiefergebirges nach Ablagerung der Kieseloolithe.[33])

Anders aber muß ich mich der Festlegung des Zeitpunktes gegenüberstellen, den SALOMON nach Ablagerung der oberpliocänen Sande annimmt. Aus der weitgehenden Bleichung dieser Ablagerungen schließt er, daß ihr Ursprungsgebiet in ehemalig vermoorten Gegenden zu suchen ist. Dieser Schluß scheint zwar unanfechtbar, nicht aber, wenn S. als Grund der Vermoorung ein sehr geringes Gefälle des ganzen Gebiets ansieht.[34]) Wenn wir die höchsten

[31]) MORDZIOL Diese Zeitschr., 1908, Monatsber. S. 271.

[32]) Siehe oben S. 00.

[33]) Niederrhein. Geol. Verein., 1910, S. 21 ff.

[34]) Auch DEECKE, Kritische Studien zu Glazialfragen Deutschlands, Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. XI, S. 42, nimmt ein mehr oder minder versumpftes Rheintal an, „das wegen wiederholten ruckweisen Aufsteigens des Rheinischen Schiefergebirges seine Wasser nicht los wurde und daher den Habitus eines Sumpf-

Erhebungen der Kieseloolithterrasse jetzt zwischen 310 und 360 m über NN im Rheinischen Schiefergebirge sehen, so müssen auch damals noch bedeutende Erhebungen über dem Flußbett, und zwar in ziemlicher Nähe, bestanden haben, wenn wir nicht alle Niveaudifferenzen auf Störungen in der letzten Pliocänzeit oder im ältesten Diluvium zurückführen wollen. Ich kann auch Salomon darin nicht beipflichten, daß die Flüsse der pliocänen Landschaft langsam in sumpfigen Mäandern Seen und Tümpel bildend dahinflossen. Vielmehr müssen es teilweise sogar recht stark strömende Gewässer gewesen sein; sehen wir doch im Unterelsaß im unteren Teil der Ablagerung, wenn auch kleine, Gerölle aus Quarz und gebleichtem Buntsandstein, während die obere Abteilung sich nach van Werveke[35]) geradezu durch ihren Geröllreichtum auszeichnet, wobei die Zunahme der Gerölle an Menge und Größe nach dem Gebirge zu deutlich für ein starkes Gefälle spricht. Daß überhaupt Gerölle aus einem so wenig widerstandsfähigen Material, wie es seines eisenschüssigen Bindemittels beraubter Buntsandstein ist, vorhanden sind, spricht für einen Transport aus einem **nahen** Bergland. Vermoorungen sind an sich noch kein Beweis für eine niedrige Lage, kommen doch auch heute auf den Höhen des Schwarzwalds Moore vor. Für ihre im Oberpliocän viel größere Verbreitung ist wohl eher als tiefe Lage des ganzen Gebiets ein damals nicht nur hier, sondern auch in weiten Teilen Deutschlands herrschendes feuchteres Klima anzusehen. Für die Vogesen vermag ich aus den oben angeführten Gründen Salomons Ausführungen nicht zuzustimmen, halte daher, da wir am Schwarzwald und an anderen Gebieten ganz ähnliche spätpliocäne Ablagerungen treffen, wie dort, sie auch für gleicher Entstehung, wie die am Vogesenrand, und mithin auch die letzte große Erhebung des Schwarzwalds für älter als oberpliocän. Unberührt davon bleibt die Frage, ob der Schwarzwald jünger ist als die Vogesen, wie jetzt meist und wohl mit gutem Grund angenommen wird.[36])

---

landes annahm". Auch dieser Auffassung kann ich mich nicht anschließen, weil ja doch auch die groben hochgelegenen pliocänen Schotter gebleicht sind und sehe vielmehr als Grund der Bleichung Hochmoore an.

[35]) Über das Pliocän des Unterelsaß, S. 141 u. 144.

[36]) Auch in den rechtsrheinischen Gegenden beweist verschiedene Höhenlage der Bleichsande nicht bedeutende nachträgliche Störung. Die Vermoorung kann einmal in sehr verschiedener Höhenlage stattgefunden haben, dann aber vermochte

Der von SALOMON gewonnenen Überzeugung, daß vor verhältnismäßig kurzer Zeit noch die die mittelrheinische Tiefebene begrenzenden Gebirge nicht vorhanden waren, stimme ich im übrigen vollkommen zu, habe auch schon früher diese Ansicht geäußert,[37]) sehe mich jedoch gezwungen, die Aufwölbung der Gebirge in die Zeit vor dem Unterpliocän zu versetzen. In der guten Erhaltung der alten Landoberflächen würde ich jedenfalls auch keinen zwingenden Grund für ihr pliocänes Alter sehen. Wie lange sich eine Landoberfläche in nicht exponierter Lage erhalten kann, zeigt die Hochfläche der Schwäbischen Alb, wo das miocäne Randecker Maar noch immer als Trichter erhalten ist, während in der exponierten Lage am Neckar die gleichaltrigen Vulkane samt den Gesteinen, die sie einst umhüllten, einige hundert Meter tief abgetragen sind.

Daß auch nach dem Oberpliocän eine weitere Heraushebung der Gebirge und weiteres Einsinken des Rheintals stattgefunden hat, ist nicht zu bezweifeln, geht es doch aus der Höhenlage der diluvialen Terrassen und der Mächtigkeit der Rheinschotter hervor; doch kommt diesen Hebungen im Verhältnis zur miocänen nur die Bedeutung zu, daß sie das durch letztere entstandene Gebirge etwas weiter in die Höhe wachsen ließen, genau so, wie es auch die Hebung nach Bildung der Barrer Terrasse tat.

---

nachträgliches Einschneiden der Bäche in die gebleichten Schichten die Bleichsände wiederum auf recht verschiedenen Höhen auszubreiten.

[37]) Die Entstehung von Schwarzwald und Vogesen. Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Verein., Neue Folge, Bd. IV, 1914, S. 34.

[Manuskript eingegangen am 1. Juli 1919.]

9. Die Begriffe Orogenese und Epirogenese[1]).

Von Herrn HANS STILLE, Göttingen.

Inhalt.

---

[1]) Etwas erweiterte Wiedergabe eines Vortrags, gehalten in Berlin in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 3. Dezember 1919.

Einleitung: Bedeutung der Epirogenese bei morphologischen und tektonischen Studien.

Die Beschäftigung mit denjenigen tektonischen Vorgängen, die gegenüber den eigentlichen Schichtendislokationen im wesentlichen auf vertikale Niveauveränderungen hinauskommen und die wir als die epirogenetischen bezeichnen, ist in den Kreisen der Geologen und ganz besonders in den Kreisen der deutschen Geologen recht gering, vielmehr absorbieren den Geologen in tektonischen Fragen fast ausschließlich die eigentlichen Dislokationsvorgänge. Demgegenüber hat die Epirogenese in hohem Maße von geographischer Seite Beachtung gefunden[2]). Es ist das zunächst zu verstehen, nachdem sich einmal eine Arbeitsteilung, — man mag über sie denken wie man will —, entwickelt hat, die dem Geographen (Morphologen) die Erklärung der Morphologie der Oberfläche, dem Geologen die Erklärung der Struktur des Untergrundes zuweist; die Erklärung der Oberflächenformen fußt aber immer wieder auf jenen Verhältnissen, die die exogenen Vorgänge der Denudation und z. T. auch der Sedimentation bedingen und verändern, und unter diesen steht die Epirogenese voran. Ist doch überhaupt für viele Morphologen der geologische Bau des Untergrundes zu einer großen Nebensächlichkeit geworden gegenüber dem Wechsel der Erosionsbedingungen im Zusammenhange mit allgemeinen Niveauveränderungen (Epirogenesen).

Aber die Epirogenesen sind nicht nur Vorgänge der Jetztzeit und jungen geologischen Vergangenheit, — mögen sie hier auch besonders augenfällig sein —, sondern sie haben sich ebensogut in älterer geologischer Vorzeit ereignet, haben in bezug auf diese aber gegenüber den eigentlichen gebirgsbildenden Vorgängen, die uns viel greifbarer überliefert sind, viel zu wenig Beachtung gefunden. Und doch stehen sie diesen an Bedeutung gewiß nicht nach, wenn man, wie v. Staff[3]) mit Recht fordert, das Volumen der erreichten Massenbewegungen zum Kriterium für die

---

[2]) Als besonders bemerkenswerte und zusammenfassende Veröffentlichung von morphologischer Seite nenne ich: Fritz Machatschek, Über epirogenetische Bewegungen. Bibl. geogr. Handbücher, Penck-Festband, 1918, S. 1.

[3]) K. von Staff, Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. Archiv für Biontologie, Bd. III, Heft 3. S. 78 ff. 1914.

tektonische Bedeutsamkeit einer geologischen Periode macht. v. STAFF hat auch wohl nicht Unrecht, wenn er die unzureichende Beachtung der epirogenetischen Verhältnisse zum Teil auf das Vorbild von EDUARD SUESS zurückführt, der von epirogenetischen Bewegungen nicht viel wissen und sie höchstens als rein „örtliche Vorkommen" gelten lassen wollte[4]).

Gewiß gibt es Ausnahmen hinsichtlich der unzureichenden Würdigung der Epirogenesen in Geologenkreisen. Ich brauche nur auf E. HAUG (vgl. unten) zu verweisen, der in seinem Traité de Géologie der Behandlung einer jeden Formation einen besonderen Abschnitt nicht nur über die Gebirgsbildungen, sondern auch über die epirogenetischen Vorgänge der betreffenden Zeitspanne beifügt. Und was die deutsche geologische Literatur anlangt, so darf ich vielleicht auf meine eigenen Arbeiten hinweisen[5]).

Allerdings muß man sich, um die Bedeutung der Epirogenese für die ältere geologische Vergangenheit zu verstehen, zunächst voll in den Gedanken hineinversetzen, daß die Epirogenese, — und davon wird in folgendem noch nachdrücklich zu sprechen sein —, nicht nur ein aufwärts, sondern ebensogut ein abwärts gerichteter tektonischer Vorgang ist. Daß aber von Epirogenese vielfach nur im Sinne der A u f w ä r t s bewegung von Festlandsmassen die Rede ist, liegt m. E. an zweierlei. Es liegt zunächst schon etwas an der in dieser Hinsicht nicht ganz glücklichen Wahl des Wortes, wie GILBERT (vgl. unten) sie getroffen hatte; es liegt aber vor allem daran, daß man sich mit der Epirogenese bisher vornehmlich hinsichtlich ihrer Wirkungen in den j ü n g s t e n geologischen Zeiten beschäftigt hat und daß uns allerdings aus diesen Zeiten die Spuren der a u f - w ä r t i g e n Epirogenese (gehobene und verbogene Terrassen, alte Landflächen usw.) in besonderem Maße zugänglich sind, während die Spuren der jungen a b w ä r - t i g e n Epirogenese zumeist in den Meeresräumen verhüllt liegen. In bezug auf die Epirogenesen der ä l t e r e n geologischen Perioden ist es aber anders. Hier sind uns die Doku-

---

[4]) EDUARD SUESS, Antlitz der Erde, III, 2, S. 723.

[5]) H. STILLE, Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume, XI. Intern. Geologenkongreß, Stockholm 1910. — Tektonische Evolutionen und Revolutionen, Leipzig 1913. — Die saxonische „Faltung". Diese Zeitschr. 1913, Monatsber. S. 575 ff. — Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundsch. VIII, 1917, S. 89 ff. spec. Kap. V. — Alte und junge Saumtiefen. Nachr. k. Ges. d. Wiss., Göttingen, Math.-phys. Kl. 1919.

mente der aufwärtigen Epirogenese kaum erhalten, denn von den morphologischen Formen der damaligen Festländer ist uns kaum etwas geblieben. Festlandsschwellen sind eben Denudationsgebiete, und mit fortschreitender Denudation verschwinden wieder die Spuren der vorangegangenen aufwärtigen Epirogenesen. Nur die allgemeine Vorstellung ist da, daß sich die Festlandsgebiete, um durch lange Zeiten das Material für die Auffüllung der Geosynklinalen liefern zu können, im Zustande des mehr oder weniger kontinuierlichen Aufsteigens befunden haben müssen. Aber um so sinnfälliger sind aus der älteren geologischen Vergangenheit die Dokumente der abwärtigen Epirogenese überliefert, nämlich die unserer Beobachtung heute zugänglich gewordenen mächtigen Schichtfolgen der damaligen sinkenden Räume.

So ist es zu erklären, daß der Morphologe, wenn er von Epirogenese spricht und auch wenn er sie zu erklären versucht, vorherrschend und oft nur allein an die aufwärtige Epirogenese denkt und dabei unbeachtet läßt, daß ein abwärtiger, für seine besonderen Probleme allerdings weit unwichtigerer Vorgang parallel geht. Demgegenüber ist bei den epirogenetischen Vorgängen der älteren Erdgeschichte die abwärtige Bewegung, das Einsinken der Sedimentationsbecken, der uns in erster Linie überlieferte Vorgang.

Sehen wir von der erheblichen Bedeutung der epirogenetischen Vorgänge für sehr viele allgemein-geologische und insonderheit auch für paläogeographische Fragen ab, so ist m. E. auch für den mehr regional arbeitenden Geologen bei der Erklärung der Lagerungsformen und der tektonischen Geschichte eines einzelnen Landstrichs die gesteigerte Beschäftigung mit den Fragen der Epirogenese dringend wünschenswert, weil sie nämlich erstens zu einem vertiefteren Verständnis des Zustandekommens der Lagerungsverhältnisse und zweitens zu einer Berichtigung mancher Vorstellung, die vielleicht jetzt noch als gesichert oder gar als selbstverständlich gilt, führen kann.

Was den ersten Gesichtspunkt anlangt, so ist ja die Gebirgsbildung durch gewisse, bei ihrem Eintreten gegebene Verhältnisse vorbedingt. Ich verweise nur auf die zuerst von JAMES HALL erkannte Beziehung zwischen Mächtigkeit der Schichtsysteme und nachfolgender Faltung, die in dem Grundgesetze der Gebirgsbildung, nach welchem die Geosynklinalen die vorbereiteten Stätten der Faltung sind, zum Ausdruck kommt. Aber nicht

nur ganz allgemein das Eintreten und die Intensität der Faltung, sondern auch die ganze Art und weitgehende Einzelheiten derselben sind durch den vorher entstandenen „Rohbau" des Bodens vorbereitet, wie ich in bezug auf die deutschen Verhältnisse zu zeigen mich bemüht habe. In Betracht kommt hier die Lage der Faltungsstätten zu den Rahmen, die Art und Kontur der Rahmen, die Ausgestaltung der Uebergangszonen zwischen Rahmen und Sedimentationsbecken, die „Tiefgründigkeit" der Becken und überhaupt die Verhältnisse der Mobilität und anderes mehr. Aber was bedingt den Rohbau? Was bedingt den Gegensatz zwischen Geosynklinalen und Geantiklinalen? Was bedingt ihre Lage zueinander? Was bedingt die Konturen? Was macht die Räume flach- oder tiefgründig? Ueberall stoßen wir hier auf den Kreis der epirogenetischen Vorgänge. Wenn es also richtig ist, daß die Epirogenese die Orogenese in sehr wesentlichen Zügen bedingt, so bringt uns auch wohl erst ihr Studium, d. h. dasjenige der b e d i n g e n d e n Verhältnisse, zu einer vertiefteren Auffassung der orogenetischen, d. h. der b e d i n g t e n Vorgänge. Und indem wir bei dem Studium der Epirogenese die Paläogeographie in hohem Maße heranziehen müssen, erweist sich diese als wichtige Hilfswissenschaft der Tektonik.

Zweitens, so sagte ich, zeigt sich, wenn wir die Epirogenese neben den weit sinnfälligeren „gebirgsbildenden" Ereignissen gebührend berücksichtigen, daß manche eingewurzelte Vorstellung über den Mechanismus gebirgsbildender Vorgänge nicht haltbar ist. Wenn zweierlei Vorgänge ein tektonisches Bild, wie es z. B. die Verteilung der Formationen in Mitteleuropa bietet, bedingen, und wenn man dann die Verschiebungseffekte, die hier feststellbar sind, allein der einen Vorgangsart auf das Konto setzt, so müssen sich selbstverständlich falsche Vorstellungen über diese Vorgangsart entwickeln. Zieht man aber von den angeblichen Alleinleistungen der Orogenese und ihrer Erscheinungsformen, so der Verwerfungen, dasjenige ab, was nicht durch sie, sondern durch die epirogenetischen Vorgänge erzielt worden ist, so muß sich manche herkömmliche Ansicht ändern, oft sogar in ihr Gegenteil. Dann sind z. B., — ich wähle hier solche Fälle, die ich an anderer Stelle bereits berührt habe —, die Meere nicht mehr einge b r o c h e n; dann gibt es kein E i n brechen des Rheintalgrabens und ähnlicher Undationsgräben mehr, sondern unter A u f w ä r t s bewegung ist die Ausfüllungsmasse des epirogenetisch entstandenen

Beckens zu einem „Graben" geworden; dann sehen wir ein, daß beim Aufreißen der Randbrüche zwischen den „alten Massen" und den „Senkungsfeldern" die „Senkungsfelder" der relativ gehobene und die „Massen" der relativ gesunkene Teil sind; dann ist es auch wohl endgültig vorbei mit der Erklärung des deutschen Schollengebirges durch differentielle radiale Senkung.

Wenn also E. de Martonne[6]) sagte, daß wir bei der Beschäftigung mit der Epirogenese an der Schwelle einer ganzen Welt neuer, noch ungeklärter Fragen, die von größter geographischer Wichtigkeit sind, stehen, so stehen wir damit auch an der Schwelle einer ganzen Welt neuer Fragen von größter geologischer Wichtigkeit.

So ist es m. E. wahrlich vonnöten, daß das Studium der Epirogenese nicht die Domäne der Morphologen bleibt, sondern daß sich auch der Geologe bei der Lösung der Fragen aus älterer Vergangenheit ihrer Bedeutung weit mehr als bisher bewußt wird. Allerdings besteht noch eine gewisse Unklarheit, um nicht zu sagen Verwirrung, über die Begriffe Orogenese und Epirogenese, und wenn de Martonne (l. c.) 1909 hervorhob, daß noch nicht einmal die Terminologie feststeht, so ist es damit heute nicht besser, sondern, wie ich aus literarischen Neuerscheinungen der letzten Jahre wieder ersehe, eher schlimmer bestellt. Klarheit der Begriffe ist aber die Vorbedingung, um mit ihnen arbeiten zu können, — und diese Klarheit zu fördern, mache ich heute den Versuch. Ich gehe dabei von der Urbedeutung der Begriffe Orogenese und Epirogenese aus, wie sie in G. K. Gilberts Fundamentalwerke[7]) festgelegt ist; ich gehe dann auf eine Begriffsfassung ein, die gerade mit Rücksicht auf das hohe wissenschaftliche Ansehen ihres Autors verwirrend zu wirken geeignet ist und neuerdings wieder gewirkt hat, ich meine diejenige E. Haugs; ich suche endlich diejenige Begriffsumschreibung nach anderer und eigenen Arbeiten zu geben, die, wenn notwendigerweise auch hinausgehend über Gilberts Begriffsbestimmungen, doch den Grundvorstellungen Gilberts entspricht und auf diesen aufbauend eine möglichst klare Scheidung der zwei großen Gruppen tektonischer Vorgänge ermöglicht.

---

[6]) E. de Martonne, Traité de Géographie physique. Paris 1909. S. 508.

[7]) G. K. Gilbert, Lake Bonneville, U. S. Geol. Surv. Monographs I. 1890.

I. Die Begriffe Orogenese und Epirogenese in GILBERTs „Lake Bonneville".

(Unterscheidung nach morphologischem Ergebnis und Vorgangsart.)

Der Begriff der Epirogenese ist im Great Basin, dem großen, zwischen den Pazifischen Ketten (Sierra Nevada) und den Rocky Mountains gelegenen abflußlosen Gebiet des westlichen Nordamerikas, beheimatet, und zwar im Becken des ehemaligen Lake Bonneville, dessen letzter Rest heute noch im Großen Salzsee vorhanden ist. Hier hat G. K. Gilbert (l. c.) zum erstenmal die Gesamtheit der tektonischen Deformationen der Erdkruste oder den Diastrophismus, wie er im Anschluß an J. W. Powell sagte, in „Orogeny" und „Epeirogeny" eingeteilt.

Die große Hohlform des Great Basin besteht in sich wieder aus einer Unzahl von einzelnen Becken und Ketten. Sie beherbergt die Basin Ranges, die den bekannten tektonischen Typus („Basin-Range-Type") der von Verwerfungen umgrenzten monoklinalen Blöcke zeigen. Zwischen den einzelnen Blöcken, die Verwerfungen verhüllend, liegen die Ebenen (Wüsten). Die Höhenlage der rund hundert Einzelbecken sinkt von etwa 5000 Fuß im Norden bis zur Meereshöhe im Süden ab.

Etwa ein Viertel des Great Basin überdeckte einst der Lake Bonneville, der Gegenstand der für die Entwicklung moderner tektonischer Anschauungen so grundlegend gewordenen Monographie Gilberts. Im Osten umschloß ihn, um mehrere tausend Fuß ihn überragend, die Bergmasse der Wasatch Mountains.

Im Zusammenhang mit den klimatischen Schwankungen der Quartärzeit waren Tiefe und Ausdehnung des Sees großen Schwankungen unterlegen. Die Maxima der Seehöhe, die beiden Bonneville-Stadien, fielen zusammen mit den Maxima der Vereisungen in der Sierra Nevada und dem Wasatch-Gebirge. Im Interglacial-Stadium (Bonneville-Zwischenstadium) war der See flach und eingeengt, und in der postglazialen Zeit verkümmerte er von seiner größten Ausdehnung, die er im zweiten Bonneville-Stadium besessen hatte, zum heutigen Salzsee.

Die verschiedenen Stadien der Seehöhe haben nun das hinterlassen, das für Gilbert den Ausgangspunkt für die Vorstellung der epirogenetischen Bewegungen gebildet hat,

nämlich die einst horizontalen, heute aber vielfach verbogenen und zum Teil auch verworfenen Seeterrassen. Von diesen liegt die „Bonneville-Shoreline" durchschnittlich etwa tausend Fuß, die „Provo-Shoreline", die entstanden ist, als der Seespiegel sich in postglazialer Zeit länger in einigermaßen gleicher Höhe hielt, rund 625 Fuß über dem großen Salzsee. Zahlreiche weitere Terrassen kommen hinzu.

Zweierlei morphologisch-tektonische Elemente erkennt GILBERT im Gebiete des Lake Bonneville und überhaupt des Great Basin, nämlich erstens die weit gespannten Hohlformen, wie das Great Basin oder das Bonneville-Basin, und zweitens die Berggestalten, wie die einzelnen Bergrücken innerhalb des Beckens und das Wasatch-Gebirge.

Diejenigen tektonischen Vorgänge, die die Berggestalten hervorrufen, sind die orogenetischen.

Demgegenüber hat, so sagt GILBERT, die Sprache für die weitspannigen Bewegungen („broad movements"), die „Kontinente und Plateaus, ozeanische Becken und kontinentale Basins" schaffen, keinen gleichtreffenden Ausdruck, und für Vorgänge dieser Art schlägt er nun die Bezeichnung „epeirogenetisch" vor[8]).

Epirogenetisch heißt zwar festlandbildend; aber ich möchte gleich hier feststellen, daß, als diese Bezeichnung in die geologische Terminologie eingeführt wurde, ihr Autor darunter nicht nur die aufwärtigen Bewegungen, die zur Bildung von Festländern führen, verstand, sondern daß er nachdrücklich auch die abwärtigen Bewegungen, die ozeanische und kontinentale Becken entstehen lassen, einbegriff, ja daß sogar der Urtypus des epirogenetischen Gebildes nicht ein gehobenes Festland, sondern ein gesunkenes Becken gewesen ist. Diese epirogenetischen Vorgänge sind nun nach GILBERT das Ergebnis von Verbiegungen, und GILBERT hat ja gerade durch die Untersuchung der jungen Verbiegungen der Terrassen des Bonneville-Sees die Vorstellung der Epirogenese gewonnen.

Gewiß ist zutreffend, daß die vertikalen Aufwärts- und Abwärtsbewegungen die hauptsächlichsten Erscheinungs-

[8]) Neben der griechischen Wortform epeirogenetisch hat sich die latinisierte Form epirogenetisch in der Literatur stark eingeführt. Z. B. hat sich HAUG für sie entschieden (Traité, S. 507.)

formen der weitspannigen Verbiegungen, wie GILBERT sie sich vorstellte, sind; aber trotzdem müssen wir festhalten, daß bei GILBERT die begriffbestimmende Grundvorstellung nicht das v e r t i k a l e der Bewegungsvorgänge gewesen ist, sondern eben die durch Strandlinien v e r b i e g u n g e n nachgewiesenen Veränderungen, die weite Flächenräume betreffen[9]).

Weit mehr schwebte GILBERT, so scheint es, die Vorstellung der Vertikalbewegung in bezug auf die orogenetischen Vorgänge, d. h. das „Mountain-making", vor. Jedenfalls werden von ihm die jungen Verwerfungen entlang dem Westfuße des Wasatch-Gebirges gerade deswegen als orogenetische Gebilde angesprochen, weil sie i m S i n n e d e r H e r a u s h e b u n g d e s G e b i r g e s gewirkt haben sollen.

Oft liest man in der geologischen Literatur, daß GILBERT unter Epirogenese kurzhin die vertikale Bewegung der Festländer oder gar die vertikale Aufwärtsbewegung der Festländer verstanden habe[10]). Aber das ist, wie wir gesehen haben, ungenau, und zwar erstens, weil von ihm unter Epirogenese nicht nur die Bewegung der Festländer, sondern auch diejenige der Meeresbecken usw. verstanden wurde, und zweitens, weil der Begriff des vertikalen gegenüber dem Begriff der Verbiegung zurücktritt.

Wir finden im „Lake Bonneville" eine Doppeldefinition für die Begriffe Epirogenese und Orogenese, und zwar in erster Linie diejenige nach den entstehenden morphologischen Gebilden und in zweiter diejenige nach den endogenen Vorgängen, die zu den morphologischen Gestaltungen geführt haben. Schon in den Worten Oro- und Epirogenese tritt uns dieses entgegen, je nachdem wir ihren ersten oder zweiten Teil betonen. Epirogenese ist einerseits das „Con-

---

[9]) „Die durch Strandlinienverbiegung festgestellten Veränderungen betreffen weite Flächen und sind epirogenetisch" (GILBERT, a. a. O., S. 368.)

[10]) Vgl. z. B. H. VON STAFF, a. a. O., S. 215, der in einer Diskussion gegen meine Anwendungsart des Begriffs Epirogenese sich darauf stützen will, daß GILBERT als epirogenetisch in erster Linie vertikal h e b e n d e Kraftäußerungen bezeichnet habe. Wenn VON STAFF weiter sagt, daß ich den Ausdruck epirogenetisch für A b s e n k u n g e n der Geosynklinalbezirke r e s e r v i e r e n wolle, und daß das kontinuierliche Aufsteigen von Küstengebieten von mir als orogenetisch klassifiziert würde (S. 217, letzter Absatz), daß ferner in küstennahen Zonen mit abwechselnder Hebung und Senkung nach meiner Ausdrucksart die Hebung (Landgewinn) als orogenetisch, die Senkung als epirogenetisch zu bezeichnen wäre, so hat er meine Arbeiten nicht verstanden.

tinent-making" und andererseits der Vorgang der weitspannigen Verbiegungen; Orogenese ist einerseits das „Mountain-making" und andererseits der entsprechende dislozierende Vorgang. Es steht also neben der resultatlichen Definition eine vorgangsartliche.

In dieser Doppeldefinition liegt nun nach heutigem Stande des Wissens eine gewisse Zwiespältigkeit insofern, als Krustenbewegungen, die nach der vorgangsartlichen Definition unzweifelhaft epirogenetisch sind (weitspannige Aufwölbungen als „broader swells"), zu Berggestalten führen können, also nach der resultatlichen Definition orogenetischer Art sein würden. Ich denke dabei nicht nur an Gebirge mit älterer Struktur, wie etwa das skandinavische Hochgebirge, den Ural, die Alleghanies, deren jetzige Erscheinungsform als Gebirge nichts mit den alten Faltungsvorgängen zu tun hat, sondern auf Massenhebung und anschließende Modellierung durch die Denudation zurückgeht, sondern es hat sich ja auch für viele unserer Kettengebirge mit junger Faltungsstruktur ergeben, daß die durch die orogenetische Aufwölbung zunächst entstandenen Hochgebirge zu niedrigeren Mittelgebirgslandschaften oder gar weithin zu Rumpfflächen eingeebnet worden waren, und daß erst eine spätere, nun aber weitspannige Aufwölbung von neuem das morphologische Bild des Gebirges hervorgerufen hat. Diese jüngeren Bewegungen charakterisieren sich durch die flache Verbiegung junger morphologischer Gebilde, z. B. von jungen Peneplains oder von Talterrassen, in ähnlicher Weise als epirogenetisch, wie Gilbert durch die Verbiegungen der Terrassen des Lake Bonneville zu der Vorstellung der Epirogenese geführt worden ist.

Es hat sich also im Fortschritt der Wissenschaft herausgestellt, daß die von Gilbert als epirogenetisch bezeichneten Vorgänge auch Gebirge erzeugen können, und wir müssen also nunmehr bei der Bezeichnung epirogenetisch den Nachdruck weniger auf das resultatliche als das artliche der Vorgänge legen, d. h. auf die „broad movements", wie sie z. B. in den Terrassenverbiegungen des Lake Bonneville zum Ausdruck kommen. Der Vorstellungskreis des Jahres 1890 schien noch eine Definition nach dem Resultat solcher Vorgänge zuzulassen; die heutige Erfahrung steht dem aber entgegen. Gewiß ist die Epirogenese auch heute noch diejenige Art von Diastrophismus, die Kontinente und Plateaus, ozeanische Becken und kontinentale Bassins schafft, aber

darüber hinaus schafft sie auch Berggestalten oder wölbt wenigstens die Erdkruste strichweise derartig auf, daß die danach einsetzende Erosion Berggestalten hervorruft.

Der Vorgang der Epirogenese ist durch Gilbert wohl definiert. Daß dieser Vorgang zu Festländern usw. und nicht zu Gebirgen führt, ist eine subjektive Meinung Gilberts gewesen, die für die rein äußerliche Nomenklatur epirogenetisch (im Gegensatz zu orogenetisch) bestimmend gewesen ist; wollen wir streng kritisch der Urbedeutung des Wortes nachgehen, so ist also Epirogenese diejenige ganz bestimmt definierte Art von Diastrophismus, die nach subjektiver Ansicht Gilberts wohl Festländer usw., aber keine Gebirge schafft. Ist diese subjektive Ansicht nun auch überholt, so bleibt doch der wohldefinierte Kreis der objektiven Vorgänge in alter Art bestehen, und ich sehe nicht die Notwendigkeit ein, ihm die alte Bezeichnungsweise zu nehmen und eine neue statt ihrer einzuführen. Epirogenesen sind, so sagen wir auch jetzt noch im Sinne Gilberts, die weitspannigen Bewegungen in der Erdkruste, die, wie Gilbert richtig erkannte, Festländer usw. schaffen, — die darüber hinaus zwar auch in gewissen Fällen zur Bildung von Gebirgen führen können. Wollte aber jemand die Gilbertsche Bezeichnung „Epirogenese", da sie auch einen im Sinne der resultatlichen Definition Gilberts „orogenetischen" Vorgang umfassen kann, überhaupt verwerfen, so wäre ihm vielleicht mit den Bezeichnungen „Undation" und „Undulation"[11]) gedient, die ich aber nicht als Ersatz für die Bezeichnungen Epirogenese und Orogenese, sondern nur als wortbildliche Veranschaulichung derselben gebrauche.

Orogenese ist nach Gilbert der Kreis der Vorgänge, die im Gegensatz zu den „broader swells" die „narrower geographical waves", die Berggestalten, schaffen.

Es gründet sich also auch hier die Definition zunächst auf die entstehenden morphologischen Gebilde. Die Definition nach der Art des Diastrophismus, der zu diesen Gebilden führt, ist jedoch nicht so scharf, wie im Falle der Epirogenese. Aber wenn von den „narrower waves" im Gegensatz zu den „broader swells" die Rede ist, oder wenn die Verwerfungen entlang dem Westfuße des Wasatch-Gebirges oder wenn die dislozierenden Vorgänge, die innerhalb des Great Basin den Basin-Range-Typus geschaffen haben,

[11]) Tektonische Evolutionen und Revolutionen usw. l. c., S. 24.

als orogenetisch angesprochen werden, so wissen wir, daß es sich um jene Vorgänge handelt, die auch nach dem deutschen Sprachgebrauch die „gebirgsbildenden" sind, nämlich um Faltungen, Überschiebungen, Verwerfungen usw. Allerdings hat sich GILBERT keineswegs dahin ausgesprochen, daß jede Verwerfung ein Erzeugnis der Orogenese wäre, sondern er hat nur in den von ihm herangezogenen Fällen die Verwerfungen deswegen als „orogenetische" Erscheinungen klassifiziert, weil sie hier „gebirgsbildend" gewirkt haben.

Die Definition der Orogenese als des äußerlich gebirgsbildenden Vorgangs müssen wir fallen lassen, wie man ja im allgemeinen auch längst getan hat, — nicht etwa, weil die hierunter verstandenen Vorgänge nicht „gebirgsbildend" wirkten, sondern weil auch ganz andersartige Vorgänge (Epirogenese, „broad movements") dieses tun.

Damit teilt der Begriff Orogenese das Schicksal des entsprechenden deutschen Wortes „Gebirgsbildung". — Gewiß hat man darunter anfänglich die Vorgänge verstanden, die „Gebirge bilden"; aber heute denkt man beim Gebrauch dieses Wortes nicht mehr oder doch erst in zweiter Linie an die morphologische Form des Gebirges, sondern an alle die Veränderungen in den gegenseitigen Lageverhältnissen der Gesteinsmassen, die in der Struktur des Untergrundes zum Ausdruck kommen. Und wenn wir bei dem Begriff Orogenese in gleicher Weise verfahren, so entfernen wir uns kaum von der GILBERTschen Grundidee, denn diese basierte auf der Gegensätzlichkeit zwischen den weitspannenden, oder, wie ich sagen möchte, den „regionalen"[12]) Verbiegungen, wie das Becken des Lake Bonneville sie kennen gelehrt hat, und den „eigentlichen" tektonischen Vorgängen, wie sie z. B. den Basin-Range-Typus geschaffen haben.

Blicken wir zurück, so hat also GILBERT in „Lake Bonneville" die Begriffe Orogenese und Epirogenese in erster Linie im Hinblick auf das morphologische Ergebnis gebraucht; aber daneben stehen für ihn, besonders klar hinsichtlich der Epirogenese, die ganz bestimmten endogenen Vorgänge, die nach seiner Meinung jene morphologischen Ergebnisse zeitigen.

Die Definition nach dem morphologischen Ergebnis ist heute nur noch teilweise verwendbar; wohl aber werden durch die vorgangsartliche Definition, wie GILBERT sie wenigstens in dem einen Falle klar ausspricht und wie sie

---

[12]) „Regional", weil für weite Gebiete gleichsinnig.

im anderen Falle aus den gegebenen Beispielen zu entnehmen ist, die beiden großen Kategorien tektonischer Vorgänge scharf unterschieden.

II. Unterscheidung von Orogenese und Epirogenese nach im wesentlichen raumartlichen Gesichtspunkten.

A. Haug.

1. Haugs Unterscheidung von Orogenese und Epirogenese.

Wenn wir Haugs Definition von Orogenese und Epirogenese verstehen wollen[13], so müssen wir vom Begriff der Geosynklinalen, wie er ihn auffaßt, ausgehen. Sie sind nach ihm besonders mobile Zonen der Erdkruste, stets gelegen zwischen zwei relativ stabilen Massen. Sie sind nach ihm ferner bis zu ihrer Auffaltung marine Depressionen von ziemlich beträchtlicher Tiefe (Géosyncl. S. 632). Alle tektonischen Vorgänge verlaufen nach ihm in den Geosynklinalen longitudinal (posthum zum älteren Untergrunde), und schon hierdurch unterscheiden sie sich von Senkungsräumen ganz anderer Art, den Haugschen „Aires d'Ennoyage", die durch Quersegmentierung gefalteter Zonen entstehen. Zwischen diesen liegen als transversale Hebungszonen die „Aires de Surélévation"[14]).

Die Bezeichnung „Ennoyage" soll nach einer mündlichen Mitteilung von J. Cornet im Kohlenbecken von Mons beheimatet sein. Man versteht darunter die auch sonst in gefalteten Gebirgen häufig zu beobachtende Erscheinung, daß die Achsen der Sättel und Mulden auf gewisse Erstreckung quer zu ihrem Streichen einsinken, um sich weiterhin wieder herauszuheben. Das sind Erscheinungen, die sich in vielen Fällen durch eine Art von Querfaltung, die sich mit der Hauptfaltung vergittert, erklären lassen. Solche Erscheinungen haben wir ja auch in ausgedehntem Maße

---

[13]) Emile Haug, Les Géosynclinaux et les Aires continentales. Bull. Soc. géol. France, 1900, 3. Serie, Bd. XXVIII S. 617 ff.

Derselbe, Traité de Géologie, Paris 1907—1911.

[14]) „Je propose d'appeler aire de surélévation toute partie d'un faisceau de plissement dans laquelle les axes des plis sont portés à une altitude maximum et aire d'ennoyage toute partie du même faisceau dans laquelle les axes se trouvent à leur minimum d'altitude." (Haug, Géosynclinaux, S. 666/667.)

in unseren mitteldeutschen Schollengebirgen als Interferenzwirkung zwischen herzynischer und rheinischer Gebirgsbildung. Von Achsenbuckeln und Achsensenken habe ich dort gesprochen, und die Achsensenken sind etwa vergleichbar den „Ennoyages" im belgischen Carbon.

Auch nach Haug bilden sich die Aires de Surélévation und Aires d'Ennoyage vielfach schon bei der Hauptfaltung (Géosyncl. S. 669). Bei unseren jetzigen Betrachtungen kommt es aber auf diejenigen Segmentierungen gefalteter Zonen durch Hebungs- und Senkungserscheinuungen an, die der Faltung folgen. Es bilden sich allmählich Senkzonen aus, in die das Meer eindringt oder die auch dann, wenn sie kontinentalen Charakter behalten, zu Stätten der Sedimentation werden. Sie liegen zwischen anderen Querzonen, die in eine Aufwärtsbewegung geraten. Das sind die eigentlichen Aires d'Ennoyage und Aires de Surélévation bei Haug, und am besten übersetzen wir diese Worte in diesem zweiten Sinne wohl mit „Quersenke" (Transversalsenke) und „Querschwelle" (Transversalschwelle)[15]. Haug hatte die deutsche Übersetzung „Auffaltungsfeld" und „Einfaltungsfeld" vorgeschlagen (Géosyncl. S. 667, Anm. 1). Das klassische Beispiel einer derartigen Transversalsenke ist für Haug das Pariser Becken, das einer Einsenkung quer zum armorikanisch-variszischen Streichen seine Entstehung verdankt; eine andere Aire d'Ennoyage großen Stils ist für ihn das germanische Triasbecken in seiner im großen und ganzen meridionalen Erstreckung von der Provence bis zur Nordsee (Traité, S. 918).

Nach Haug sind nun Epirogenese und Orogenese im wesentlichen nach der Art der Räume zu trennen, in denen sie sich ereignen, und zwar hat die Orogenese ihren Schauplatz in den Geosynklinalen. Hier geht die Faltung vor sich, und Orogenese ist für Haug (Traité, S. 15) zunächst die Zusammenpressung bestimmter Zonen unter der Wirkung seitlichen Druckes. Aber nicht nur die Faltungen, sondern alle tektonischen Bewegungen in den Geosynklinalen sind

---

[15]) Unter Zugrundelegung der in Kapitel III zu entwickelnden Definition von „orogenetisch" und „epirogenetisch" sind die Aires de Surélévation und Aires d'Ennoyage, soweit sie zusammen mit der Faltung entstehen, orogenetische Quersättel und Quermulden, dagegen die Aires de Surélévation und Aires d'Ennoyage im engeren Sinne, die sich infolge nachträglicher säkularer Segmentierung gefalteter Zonen bilden, epirogenetische Querschwellen und Quersenken.

Orogenesen oder doch Vorläufer oder Nachklänge solcher, und dabei ist HAUG (siehe oben) der Ansicht, daß die geosynklinalen Bewegungen durchweg longitudinal (posthum) zu den älteren Falten verlaufen und also die Geosynklinalen nie quer zu ihrem Verlaufe (Traité, S. 508) segmentiert sind.

Orogenetische Ereignisse sind somit auch die säkulären Absenkungen der Geosynklinalen und die Entstehung der Mittelschwellen in ihnen, d. h. solche Vorgänge, die zunächst als rein vertikale Oszillation erscheinen, mag diese Oszillation abwärts (Absenkung der Geosynklinalen) oder aufwärts (Entstehung der Mittelschwellen) gerichtet sein.

Sind die orogenetischen Bewegungen an die Geosynklinalgebiete gebunden, so die epirogenetischen an die Festländer.

„Epirogenetische Bewegungen, d. h. die vertikalen, und zwar sowohl positiven wie negativen Oszillationen der Kontinentalgebiete", so lesen wir im Traité de Géologie (S. 512). Diese Bewegungen führen zu einer Segmentierung der Faltenzonen innerhalb der Kontinentalgebiete, d. h. zur Bildung von Aires de Surélévation und Aires d'Ennoyage. So heben sich z. B. durch epirogenetische Vorgänge in der Faltungszone Balkan—Kaukasus diese beiden Gebirge heraus, während das Zwischenstück zwischen ihnen in die Tiefe sinkt und der Pontus entsteht. Die epirogenetischen Oszillationen sind also auch bei HAUG, wie wir sehen, sowohl positiver als auch negativer Art. So spricht er bei der Erörterung eines möglichen Zusammenhanges von Epirogenese und Vereisung von den epirogenetischen Hebungen, die zu Vereisungen führen, und den epirogenetischen Senkungen, die die Gletscher abschmelzen lassen. Von den orogenetischen Vorgängen unterscheiden sie sich im wesentlichen dadurch, daß sie senkrecht zur Struktur des Untergrundes gerichtet sind. „Die epirogenetischen Bewegungen, d. h. die Surélévations und Ennoyages, die transversal zu älteren Faltungszonen eingetreten sind", so heißt es z. B. im Traité, S. 734.

Von der Unterscheidung der orogenetischen Vorgänge als derjenigen in den Geosynklinalen und der epirogenetischen als derjenigen in den Festlandsschwellen einschließlich der Aires d'Ennoyage macht nun HAUG die Ausnahme, daß die posthum, also longitudinal, gerichteten Bewegungen auch in den Aires d'Ennoyage als orogenetisch zu gelten haben. Das sagt er deutlich z. B. in bezug auf die typische Aire d'Ennoyage des Pariser Beckens, indem er (Traité, S. 1574) die „mouvements orogéniques parallèles à la direction des

anciens plis" von den „mouvements épirogéniques perpendiculaires à cette direction" unterscheidet. Und damit wird in der HAUGschen Praxis das Longitudinale oder Transversale der Vorgänge zum wesentlichen Unterscheidungsprinzip[16]). Das sehen wir deutlich, wenn wir im Traité de Géologie bei den einzelnen Formationen die Kapitel über Orogenese und Epirogenese nachlesen.

Nehmen wir z. B. das Devon (Traité, S. 729 ff.). Die jungsilurische Faltung hatte das Meer aus dem ehemaligen Geosynklinalraume des heutigen Brabanter Massivs und der Ardennen verdrängt; schrittweise kehrt es hierher zurück, zum Teil schon im Gédinnien, dann im unteren Mitteldevon, dann im oberen Mitteldevon; daß es sich dabei im allgemeinen parallel zu den jungsilurischen Falten vorschiebt, ist für HAUG der Ausdruck für den orogenetischen Charakter jener tektonischen Bewegungen, die die neue Überflutung ermöglichten. Auch im Timan und im Ural steht, wie HAUG meint, die mitteldevonische Transgression mit orogenetischen Bewegungen in Zusammenhang, denn Timan und Ural sind nach SUESS Gebilde auf altem Plane. Aus ähnlichem Grunde sollen in Asien die Bewegungen, die die mitteldevonische Transgression herbeigeführt haben, orogenetischer Art sein, wie auch diejenigen am Südwestrande des kanadischen Schildes, wo die synklinale Depression etwa parallel zu den vorkambrischen Falten liegt. In Brasilien ist nach KATZERS Aufnahme die Ingression des Devonmeeres parallel zu den alten Falten erfolgt; also handelt es sich, wie HAUG sagt, um eine orogenetische und nicht um eine epirogenetische Bewegung. Und so geht es weiter. Immer sind die abwärtigen Oszillationen, die das Meer vorrücken lassen, dann orogenetischer Art, wenn sie posthum zum Streichen der vorausgegangenen Faltung verlaufen. Umgekehrt ereigneten sich gleichzeitig in England Bewegungen transversal zu den älteren Faltungen und führten zu Verlegungen der Uferlinien; das sind Bewegungen epirogenetischer Art.

Oder betrachten wir HAUGS Ausführungen über die tektonischen Bewegungen in der Triaszeit (Traité, S. 918).

---

16) Vgl. z. B. auch Traité S. 508. „Les zones de plissements . . . peuvent présenter à la fois des mouvements orogéniques posthumes, parallèles à la direction des plis anciens, et des mouvements épirogéniques, sous la forme de surélévations transversales à cette direction."

In der Trias entstehen Geosynklinalen, die mit denen des Paläozoikums im wesentlichen zusammenfallen, nur schmäler sind; ihre Entstehung ist wegen der Parallelität der Achsen nach Haug ein orogenetischer Vorgang. Andererseits ist das Becken der germanischen Trias, da es sich im wesentlichen quer zum variscischen Streichen erstrecken soll, ein Gebilde epirogenetischer Entstehung, und epirogenetische Bewegungen vertieften auch das Becken in der Muschelkalkzeit.

Eine Unterscheidung von orogenetischen und epirogenetischen Vorgängen hinsichtlich der Zeitlichkeit ihres Eintretens findet sich bei Haug nicht, im Gegenteil sind sie für ihn gleichzeitige Erscheinungen, die sich nur in verschiedenen Räumen und über verschiedenartigem Untergrunde abspielen. „Die orogenetischen Bewegungen sind begleitet von gleichzeitigen epirogenetischen, die im allgemeinen senkrecht zu ihnen stehen, doch mit umgekehrtem Vorzeichen", — so sagt Haug im Traité, S. 507, und schon in der Fundamentalarbeit aus dem Jahre 1900 hatte er die epirogenetischen Bewegungen der Kontinentalschwellen und die orogenetischen der Geosynklinalen als gleichzeitig, „wenn auch mit umgekehrtem Vorzeichen", charakterisiert.

2. Einwendungen gegen Haugs Unterscheidung von Orogenese und Epirogenese.

Gegen die Haugsche Unterscheidungsart von Orogenese und Epirogenese habe ich einzuwenden, daß sie

1. die Gesamtheit des Diastrophismus nicht in zwei wirklich scharf und grundsätzlich unterscheidbare Kategorien trennt, und
2. der ursprünglichen Bedeutung der Gilbertschen Begriffe nicht gerecht wird.

Zu 1. Haug spricht von den im Streichen verlaufenden orogenetischen und den orthogonal dazu sich vollziehenden epirogenetischen Bewegungen. Wie aber steht es mit den Mittelrichtungen? Sind die Bewegungen, die ihnen folgen, epirogenetischer oder orogenetischer Art? Wenden wir das Haugsche Prinzip z. B. auf die jüngere deutsche Gebirgsbildung an, so wäre natürlich in West- und Mitteldeutschland jegliche herzynische (herzynisch im Sinne von Leop. v. Buch gleich südost-nordwestlich) Bewegung von epirogenetischer Art, dagegen wären die tertiären südwest-nordöstlichen Bewegungen, wie wir sie im Oberrheingebiete

und zurücktretend auch in Mitteldeutschland kennen, orogenetischer Art, denn sie folgen dem variszischen Streichen des Untergrundes. Wie ist aber die „rheinische" Gebirgsbildung in Mitteldeutschland, die spießeckig zur variszischen verläuft, zu klassifizieren? Sie ist in der Praxis HAUGS weder orogenetisch noch epirogenetisch, denn sie ist nicht streichend in bezug auf den älteren Untergrund und auch nicht orthogonal zu diesem; trotzdem wird HAUG sie wohl als epirogenetisch ansprechen, wie sich ja überhaupt das ehemalige germanische Triasbecken wegen seiner annähernd meridionalen Haupterstreckung als eine Aire d'Ennoyage charakterisieren soll. Überhaupt wird man sagen, daß man den Begriff orthogonal nicht mathematisch fassen darf, da ja ganz allgemein das Streichen Schwankungen unterliegt, — und ich will auch gern einerseits dem variszischen Streichen, dessen Wiederholung die Vorgänge als orogenetische kennzeichnet, und anderseits dem Streichen senkrecht dazu, dem Streichen der angeblich epirogenetischen Vorgänge, einen gewissen Spielraum geben; aber irgendwo muß man doch schließlich die Grenze setzen, wenn man nach der Richtung Orogenese und Epirogenese unterscheiden soll. Wie wenig weicht ferner weithin das rheinische Streichen, z. B. im Oberrheingebiet, vom variszischen ab, wie häufig biegt es in dieses ein und erscheint geradezu als eine posthume Wiederholung des variszischen Streichens! Wo ist denn hier die Grenze zwischen orogenetischen und epirogenetischen Vorgängen, wenn wir das Prinzip HAUGS zugrunde legen wollen? Und überhaupt haben wir in der großen deutschen sog. Aire d'Ennoyage, trotz Vorherrschens gewisser Richtungen, tektonische Bewegungen in allen Zwischenrichtungen und immer wieder beobachten wir die Einlenkung tektonischer Gebilde aus der einen Richtung in die andere, so daß man unmöglich hier, ohne den Dingen Gewalt anzutun, eine Scheidung im Sinne HAUGS vornehmen könnte. Die HAUGschen Vorstellungen sind ja zum guten Teil im Pariser Becken beheimatet, wo schon HÉBERT[17]) im Jahre 1876 von „perpendikulären" Faltungen gesprochen und wo insbesondere MARCEL BERTRAND[18]) die beiden Systeme der „Hauptundulationen" und der „Querundulationen", die hier

[17]) HÉBERT, Ondulations de la Craie dans de Nord de la France. Ann. des Sciences géolog., VII, Nr. 2, Paris 1876.

[18]) MARCEL BERTRAND, Sur la Continuité du phénomène de plissement dans le Bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France, 3. Serie, Bd. XX, 1892, S. 118 ff.

etwa parallel zu den Breiten- und Längengraden liegen, unterschieden hatte. Doch auch im Pariser Becken ist, wie TERMIER in seinem Nachrufe auf MARCEL BERTRAND[19]) hervorhebt, die Bestätigung des von MARCEL BERTRAND verallgemeinerten Gesetzes des Doppelsystems orthogonaler Linien nicht überall zutreffend, und so scheint auch MARCEL BERTRAND nach TERMIERS Auffassung diese „Systématisation un peu chimérique" später aufgegeben zu haben, denn man findet in seinen jüngeren Schriften kein Wort mehr darüber. Und mögen wir trotzdem das Unterscheidungsprinzip HAUGS unter den einfacheren Verhältnissen des Pariser Beckens als zur Not durchführbar ansehen, so versagt es in anderen Aires d'Ennoyage, wo sich die Verhältnisse komplizieren, wie z. B. in Mitteldeutschland.

Und nun weiter.

Das variszische Streichen ist infolge der Bogenform des jungpaläozoischen Gebirges westlich der Elbe nach Nordosten, östlich der Elbe aber nach Nordwesten gerichtet. Damit verlaufen die herzynischen (nordwestlichen) Brüche und Falten westlich der Elbe senkrecht, in ihrer Fortsetzung östlich der Elbe, z. B. in den Sudeten, aber posthum zu den variszischen. Also wären nach der HAUGschen Bezeichnungsweise die gleichartigen und gleichgerichteten tektonischen Bewegungen im Raume östlich der Elbe von orogenetischer, im Raume westlich der Elbe von epirogenetischer Art.

Und noch etwas anderes.

Das germanische Zechsteinmeer, der Vorläufer des germanischen Triasbeckens, gilt für HAUG als epirogenetische Aire d'Ennoyage. „Das Becken der Zechsteinzeit ist epirogenetischer Entstehung, denn es liegt in der Transversaldepression zwischen Ardennen und Böhmischer Masse" (Traité, S. 836). Damit hat HAUG aber nur einen recht kleinen Teil des Zechsteinbeckens im Auge, das in seiner Haupterstreckung von Polen und Schlesien bis nach Holland und England in bezug auf das variszische Gebirge keine Aire d'Ennoyage, sondern ein longitudinales Gebilde ist und damit in diesem Teile orogenetischer Entstehung sein würde. Aber auch in dem HAUG vorschwebenden Teile zwischen Rheinischer und Böhmischer Masse ist die Umrandung nur zum Teil renegant (Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges), zum Teil aber, wie in der allgemeinen Linie Niederschlesien—

---

[19]) P. TERMIER, MARCEL BERTRAND, Paris 1908, S. 40 u. 41.

Leipzig—Nordschwaben von longitudinalem Verlaufe. Also ist das Zechsteinbecken auch hier kein rein epirogenetisches Gebilde im Sinne HAUGS, sondern mindestens haben orogenetische (d. h. posthume) und epirogenetische (d. h. in unserem Falle renegante) Bewegungen zusammengewirkt. Aber wo läge denn innerhalb eines nach Südwesten sich schließenden Beckens, dessen Südkontur durch orogenetische, dessen Westkontur durch epirogenetische Bewegungen bedingt sein würde, die Grenze des orogenetischen und des epirogenetischen Senkungsvorganges?

Ebensowenig ist das germanische Triasbecken als Ganzes ein einwandfrei epirogenetisches Gebilde nach dem HAUGschen Bezeichnungsmodus. Vielmehr verläuft seine Südostkontur von den Sudeten über das Vogtland und das nordöstliche Bayern bis nach Südschwaben im wesentlichen longitudinal, und longitudinal ist vor allen Dingen wieder die Haupterstreckung von Oberschlesien durch Norddeutschland nach Holland und England. Gewiß liegt die südliche Fortsetzung bis hin zur Provence und zum Mittelländischen Meere im wesentlichen senkrecht zum variszischen Streichen, aber nach der räumlichen Ausdehnung ist das nur ein kleines Anhängsel an dem großen, im wesentlichen longitudinalen Becken Ost-, Mittel- und Norddeutschlands, Hollands und Englands. Wieder ergibt sich aber bei derartig konturierten Räumen die Schwierigkeit der Abgrenzung des „epirogenetischen“ von dem „orogenetischen“ Senkungsvorgange.

Ich wende also gegen das HAUGsche Unterscheidungsprinzip zunächst ein, daß es *in praxi nicht durchführbar* ist, wenn man nicht unzweifelhaft zusammengehörige Dinge trennen und ganz gekünstelte Schnitte legen will. Insbesondere kommt es dabei auf folgendes an:

a) Außer den posthumen und transversalen tektonischen Erscheinungen gibt es solche nach Zwischenrichtungen. Wie sind diese zu klassifizieren?

b) Falten und Verwerfungen können aus der longitudinalen Richtung ganz allmählich in die transversale oder in mittlere Richtungen einbiegen; sie wären also auf gewisse Erstreckung als orogenetisch, auf andere Erstreckung als epirogenetisch zu bezeichnen.

c) Dasselbe gilt auch für solche geradlinig fortsetzende und einheitliche Systeme von Dislokationen, die infolge der Bogenform im Streichen des älteren Untergrundes bald posthum, bald renegant zu diesem liegen.

d) Wir haben Senkungsräume von teils longitudinaler, teils transversaler, teils spießeckiger Umrandung. Hier müßte also der einheitliche Senkungsvorgang zum Teil als orogenetisch, zum Teil als epirogenetisch klassifiziert werden, und die räumliche Grenze zwischen der orogenetischen und der epirogenetischen Absenkung wäre gänzlich willkürlicher Art, besonders in dem Winkel zwischen einer longitudinalen und einer reneganten Kontur.

Zu 2. Die HAUGsche Unterscheidung von Oro- und Epirogenese entspricht in vielfacher Hinsicht nicht der historischen Bedeutung dieser Bezeichnungen, wie wir sie bei GILBERT finden. GILBERT verstand ja unter Epirogenese die Bildung der „broader swells" des Bodens im Gegensatz zur Entstehung der „narrower waves"; aber die transversalen Wellen des Pariser Beckens sind ganz gewiß keine „broader swells", sondern ebensogut „narrower waves", wie die dortigen longitudinalen Falten; daß dabei die Faltung in der transversalen Richtung nicht so intensiv ist, wie in der longitudinalen, kommt für die Bezeichnungsart nicht in Betracht. Und nun gehe man zum germanischen Becken und betrachte die große Schar der nordwestlich gerichteten Falten, die, da transversal zum variszischen Streichen gerichtet, epirogenetisch sein müßten. Sie alle sind aber typische orogenetische Gebilde im Sinne GILBERTS.

Andererseits werden typische Gebilde großwelliger Verbiegung bei der HAUGschen Unterscheidungsweise als orogenetisch klassifiziert, und ich verweise da nur auf die Geosynklinalen. Der Typus des epirogenetischen Gebildes ist die Hohlform des Bonneville-Basins, und eingeführt wird die Bezeichnung epirogenetisch geradezu für die weitausholenden Verbiegungen, die „Kontinente und Plateaus, o z e a n i s c h e B e c k e n und kontinentale Basins" schaffen. Wenn also HAUG die Geosynklinalen als orogenetische Gebilde anspricht, so gebraucht er in solchem Falle diese Bezeichnung in direktem Widerspruch zu dem, was GILBERT darunter verstanden hatte, denn nach der GILBERTschen Definition sind die Geosynklinalen ebensogut epirogenetischer Entstehung, wie die Quersenken nach Art des Pariser Beckens, die auch HAUG als epirogenetisch bezeichnet. Die mit jungen Bildungen aufgefüllten Hohlformen des Bonneville-Basins und überhaupt des Great Basin haben doch sicher ihre Haupterstreckung im Streichen der Faltung der nordamerikanischen Kordilleren, d. h. sie sind Gebilde von vor-

wiegend longitudinaler Art. Damit wäre aber dieses Urbild der GILBERTschen Epirogenese unter Zugrundelegung der HAUGschen Unterscheidungsweise ein o r o g e n e t i s c h e s Gebilde.

B. DACQUÉ.

Nur mit einem der Autoren, die in der Unterscheidung von Orogenese und Epirogenese im wesentlichen den HAUGschen Gedankengängen folgen, möchte ich mich hier befassen, und zwar mit E. DACQUÉ. Nach Seite 106 seines in vielfacher Hinsicht sehr schätzenswerten Buches „Grundlagen und Methoden der Paläogeographie"[20]) ist die Orogenesis mit auf- und abwärtigen Bewegungen der labilen Zonen der Erdkruste, den sog. „Geosynklinalbewegungen", verknüpft. „Diese trennen wir von den epirogenetischen ab." Damit sind also für DACQUÉ, ganz im Sinne HAUGS, die säkularen Absenkungen der Geosynklinalen Vorgänge von orogenetischer Art. In einem späteren Kapitel (S. 133) sind aber die orogenetischen Bewegungen nicht nur dadurch charakterisiert, daß sie sich in echten Geosynklinalen ereignen, sondern auch durch ihren „alpinen" Charakter (siehe unten).

Was nun zunächst den Begriff Geosynklinale anlangt, so nimmt zwar DACQUÉ auf Seite 127 die von mir gegebene Definition der Geosynklinale als „eines säkulär sinkenden Sedimentationsraumes" zunächst an[21]); eine „echte" Geo-

---

[20]) E. DACQUÉ, Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.

[21]) Daß „als notwendige Ergänzung zu dieser Definition noch die Komplementärbewegung, die s ä k u l ä r e H e b u n g im Wechsel mit der säkulären Senkung" hinzukommen müsse, ist aus der Geschichte der Geosynklinalen m. E. nicht erweisbar. Gewiß können säkuläre Hebungen in geosynklinalen Zonen auftreten, so z. B. bei der Ausbildung von Mittelschwellen, auf die HAUG als erster hingewiesen hat; auch in den Randzonen der Geosynklinalen wechseln unter Umständen mit säkulären Senkungen säkuläre Hebungen ab, was hier in vorübergehenden Regressionen zum Ausdruck kommt. Auch unter anderen Verhältnissen mag es einmal zu säkulären Aufwärtsbewegungen innerhalb geosynklinaler Räume kommen, aber ganz gewiß sind sie nicht n o t w e n d i g e Komplimentärbewegungen, die gleich den Abwärtsbewegungen zum W e s e n der Geosynklinalen gehören. So stimme ich auch nicht der Änderung zu, die DACQUÉ (S. 128) an dem von mir gegebenen Zyklus der Vorgänge in Geosynklinalgebieten (Senkung und Sedimentation — Faltung — Einebnung und Versinken der Falten — Senkung und Sedimentation usw. Vgl. Tekt. Evol. u. Revol., a. a. O., S. 13) vor-

synklinale muß allerdings noch weiteren Bedingungen genügen[22]), nämlich erstens „müssen mit ihrer Vertiefung Regressionen, mit ihrer Verflachung Transgressionen überall in den außerhalb liegenden Gebieten sich einstellen" (HAUGsches Gesetz) und zweitens müssen in ihr Faltungen von „alpinem" Typus auftreten. Dabei werden zwar hinsichtlich beider Kriterien Einschränkungen gemacht, denn nach S. 130 ist das erstere ein Gesetz, „von dem es im einzelnen oft Ausnahmen gibt", „welche zwar der allgemeinen Regel keinen Eintrag tun", und nach Seite 129 ist die alpine Faltung nur „ein häufiges, wenn auch nicht

---

nimmt, indem er nach „Senkung und Sedimentation" für „Faltung", wie ich sagte, „Hebung evtl. bis zur Faltung" einsetzt. Gewiß kommt es vor, daß den Faltungen Verflachungen der Geosynklinalen vorangegangen sind, wie solche auch zu anderen Zeiten eintreten, in manchen Fällen vielleicht infolge von Hebung, in anderen aber infolge von Überwiegen des Sedimentationsbetrages über den Senkungsbetrag. Aber selbst wenn die zuweilen vor der Faltung eingetretene Verflachung mit einer säkulären Hebung zusammenhing, so war diese Hebung ihrem Betrage nach — verglichen mit der Hebung bei der nun einsetzenden Faltung — so gering, daß man unmöglich die Faltung als eine etwas fortgeschrittene säkuläre Hebung ansprechen kann. Dazu ist sie ein ganz andersartiger Vorgang. Sie erfolgt unter weitgehendsten tektonischen Verschiebungen innerhalb der aufsteigenden Massen, während die säkulären Hebungen das innere Gefüge des Bodens unverändert lassen.

Auch MACHATSCHEK (a. a. O., S. 13 und Fig. 2) will in dem von mir gegebenen Schema zwischen der epirogenetischen Senkung und der orogenetischen Phase (Faltung) eine „epirogenetische Hebung" einschalten; aber hinsichtlich des Belegmaterials, das er in der nacholigocänen Geschichte des deutschen Bodens zu finden glaubt, kann ich ihm unmöglich folgen, vielmehr ergibt sich z. B. im Fall der jungmiocänen Gebirgsbildung, daß in dem damals schon sehr reduziertem Becken (Nordhannover usw.) die starke Sedimentation, d. h. die Senkung, bis zum Eintritt der Gebirgsbildung angehalten hat. Auch mit der von MACHATSCHEK vorgenommenen Einschaltung einer (nach seinem Schema recht langzeitigen) „tektonischen Ruhe" zwischen der „orogenetischen Phase" und der erneuten „epirogenetischen Senkung" kann ich nicht einverstanden sein; jedenfalls ist es eine bemerkenswerte Erscheinung in der Erdgeschichte, daß oft die Gebirge *bald nach ihrer Entstehung* ganz oder teilweise wieder versinken. (H. STILLE, Tekt. Evol. und Revol., a. a. O., S. 11—13.)

[22]) S. 127 seines Buchs lehnt DACQUÉ mit mir ab, daß man den Begriff Geosynklinale mit allerlei Forderungen belaste, — dafür belastet er ihn weiterhin aber selbst wieder, und zwar mit Forderungen, die auch nach ihm nicht einmal unbedingt zuzutreffen brauchen.

absolut notwendiges Kennzeichen", das ja z. B. in der „Geosynklinale von Mozambique"[23]) fehlt.

Ich sehe bei DACQUÉ von neuem die Unmöglichkeit einer strengen und das logische Empfinden befriedigenden Abgrenzung sogenannter „echter" Geosynklinalen von den übrigen säkulär sinkenden Räumen, und in erster Linie diese Unmöglichkeit hat mich veranlaßt, den Begriff Geosynklinale sehr weit zu fassen. Ist so die erste Bedingung für den orogenetischen Charakter der Vorgänge, nämlich die Entstehung in „echten" Geosynklinalen, schon wegen der unzureichenden Definition einer „echten" Geosynklinale anfechtbar, so ist in besonderem Maße anfechtbar die zweite Forderung, nämlich diejenige des „alpinen" Faltungscharakters im Sinne DACQUÉS. Denn hier handelt es sich um höchst subjektive Vorstellungen, hinsichtlich deren DACQUÉ wohl kaum große Gefolgschaft finden wird, die aber sicher recht ungeeignete Unterlagen für terminologische Unterscheidungen sind.

„Alpine" Faltung ist nämlich nach DACQUÉ eine solche, bei der nicht Zerrung oder seitlicher Druck, sondern innere Kräfte (thermische Vorgänge und chemisch-physikalische Gesteinsumsetzungen in deren Gefolge) wirken! Der tangentiale Druck wird deswegen abgelehnt, „weil er die Geosynklinale eher hinabpressen als sie heben müßte", trotzdem m. E. das Ausweichen des durch tangentialen Druck auf geringeren Breitenraum gebrachten Geosynklinalinhalts in den Höhenraum, d. h. also das Aufsteigen desselben, eine nicht gerade unfaßbare Vorstellung ist.

Epirogenetisch sind für DACQUÉ, kurz gesagt, alle **nicht orogenetischen** Vorgänge. Zu ihnen gehören nach S. 106 „alle jenen einfachen vertikalen Auf- und Ab-

---

[23]) Daß DACQUÉ die „Geosynklinale von Mozambique" als echte Geosynklinale gelten läßt und sogar mit Rücksicht auf sie eines seiner Kriterien für eine echte Geosynklinale durchlöchert, ist wohl auf das Vorbild HAUGS zurückzuführen, für den die mesozoische Senke zwischen Afrika und Madagaskar wegen ihrer Lage zwischen den beiden Landmassen ein Beispiel einer echten Geosynklinale ist. Aber dabei lehnt doch DACQUÉ die Lage zwischen zwei Kontinentalmassen als irrelevant für den Begriff der Geosynklinale ab. Die alte Geosynklinale von Mozambique ist m. E. nach ihrer Art und Geschichte nichts anderes, wie viele Einsenkungen in ehemaligen Kontinentalgebieten, die, mag ich selbst sie auch als „säkulär sinkende Räume" zu den Geosynklinalen stellen, nach DACQUÉ doch gewiß nicht zu diesen, wenigstens nicht zu den „echten" Geosynklinalen, sondern zu den Aires d'Ennoyage zu rechnen sind.

bewegungen, Hebungen und Senkungen an Brüchen, Schleppungen, welche nicht den Charakter von Faltengebirgsbildung alpiner Art haben und nicht Geosynklinalgebieten und deren Bewegungsmechanismus angehören".

Epirogenetisch ist für DACQUÉ die saxonische Gebirgsbildung[24]), denn er läßt das Niederdeutsche Becken zwar als Geosynklinale kurzhin, jedoch nicht als „echte" Geosynklinale gelten. Aber die Konsequenz seiner Gedankengänge führt m. E. sogar soweit, die Falten des Schweizer Juras nicht als orogenetische, sondern als epirogenetische Gebilde anzusprechen. Denn nach ihm ist die Faltung des Schweizer Juras nicht eine solche aus „innerer" Ursache nach „alpiner" Art, sondern eine Verbiegung von Sedimenttafeln durch tangentialen Druck, der durch Andrängen der benachbarten alpinen Faltenwellen sekundär erzeugt wurde; gegen den „alpinen" Charakter spricht hier nach DACQUÉ das Fehlen einer kristallinen Kernzone.

Ich glaube, daß Vorstellungen, die konsequenterweise dazu führen müssen, sogar die Faltung des Schweizer Juras als epirogenetisch zu klassifizieren, weiterer Widerlegung nicht bedürfen.

---

[24]) Abgesehen von der Verschiedenartigkeit der entstandenen Gebilde soll nach DACQUÉ das Wesen der sogenannten Rahmenfaltung in einer Abwärtsbewegung, dasjenige einer alpinen geosynklinalen Faltung in einer Aufwärtsbewegung liegen; „STILLE sagt selbst, daß z. B. die sogenannte Rahmenfaltung um so intensiver ist, je tiefer das von ihr betroffene Feld liegt" (DACQUÉ, S. 132). Aber die „Tiefenlage" der stärker gefalteten Felder ist doch keine Folge der Rahmenfaltung, sondern, wie ich nachdrücklich ausgeführt habe, eine Folge der vor der Rahmenfaltung oder auch zwischen den einzelnen Faltungsphasen eingetretenen Beckeneinsenkung, der die Faltung folgte; die Rahmenfaltung war aber verknüpft mit einer Aufwärtsbewegung des Beckeninhalts, — das habe ich mehrfach mit besonderem Nachdruck hervorgehoben, und darin liegt überhaupt der Kernpunkt der ganzen Deutung der saxonischen Gebirgsbildung als einer „Faltung". Die Aufwärtsbewegung konnte zwar nicht, ebensowenig wie in den „echten" Geosynklinalen, den Betrag der vorausgegangenen Beckenabsenkungen ganz kompensieren, so daß die Senkungsfelder trotz der Aufwärtsbewegung in den Faltungsphasen noch „gesunken" gegenüber den Rahmen sind, wie auch in den weitesten Teilen der Alpen das Grundgebirge infolge der langen geosynklinalen Absenkung trotz der in den Faltungsphasen erfolgten Hochbewegungen noch viel tiefer liegt, als in den umrahmenden Massen. Ich verweise DACQUÉ auf die Ausführungen über die saxonische „Faltung" in Zeitschrift d. D. Geol. Ges. f. 1913, Mon.-Ber., S. 575 ff., wo die Aufwärtsbewegung bei der saxonischen Gebirgsbildung

Daß sich Dacqué in noch weit stärkerem Maße als Haug in Widerspruch mit den Begriffsdefinitionen Gilberts befindet, ist nicht zu verwundern. Selbstverständlich würden nach seiner Definition z. B. die Bergzüge des Großen Beckens und das Wasatchgebirge, d. h. die Urtypen der Orogenese in der Gilbertschen Fundamentalarbeit, epirogenetische Gebilde sein.

III. Unterscheidung von Orogenese und Epirogenese nach Vorgangsart und zeitlichen Verhältnissen.

A. Ablehnung von Raumart und morphologischem Ergebnis als grundsätzlich anwendbare Unterscheidungsprinzipien.

Haug und Dacqué stellen, wie wir im vorangegangenen Kapitel gesehen haben, bei der Unterscheidung von zwei großen Kategorien tektonischer Vorgänge, die sie als Orogenesis und Epirogenesis bezeichnen, das räumliche oder richtiger raumartliche Moment in den Vordergrund; und zwar unterscheidet Haug hauptsächlich nach Raumart und Richtung, Dacqué nach Raumart und Kausalität.

---

auch an der Hand schematischer Skizzen (Fig. 2 auf S. 581, Fig. 3 auf S. 582, Fig. 5 auf S. 586) veranschaulicht worden ist. Ein weiterer Gegensatz zu den alpinen Bewegungen soll darin liegen, daß die saxonischen Rahmen (Rhein. Masse, Böhmisch-herzynische Masse) gehobene, die saxonischen Faltungsbezirke gesunkene Felder seien. Aber dieses Heben der Rahmen und Sinken der Faltungsbezirke bezieht sich, wie von mir ausgeführt wurde, nur auf die Zeiten *vor* und *zwischen* den Faltungsphasen, — und nicht anders verhielten sich auch die Rahmen und Sedimentationsräume des heutigen Alpenbogens. Daß mich Dacqué hinsichtlich der Unterscheidung dessen, was einerseits *vor* und *zwischen* den Faltungen (als epirogenetische Vorgänge in meiner Anwendungsart dieses Wortes) und was andererseits *durch* die Faltungen (als orogenetische Vorgänge in meiner Anwendungsart dieses Wortes) geschah, nicht verstanden hat, ergibt sich auch aus dem angeblich dritten fundamentalen Gegensatz der saxonischen Gebirgsbildung zur alpinen, der darin liegen soll, daß der „Rohbau" des deutschen Bodens (Rahmen und gerahmte Felder zusammen) „ein durch seitlichen Druck in flache Wellen gelegtes Areal" sei, während in den alpinen Gebieten die Faltung „im wesentlichen nur in der Geosynklinalregion, und zwar nach aufwärts" vor sich ginge. Bei dem Rohbau handelt es sich doch nur um die (epirogenetischen) Vorgänge *vor* und *zwischen* den Faltungsphasen, die im Alpengebiet nicht viel anders verlaufen sind, und *nicht um Faltungen*, die in den saxonischen Gebieten ebenso, wie Dacqué von den alpinen sagt, nach *aufwärts* gerichtet waren.

Gewiß ereignen sich die „Gebirgsbildungen" in erster Linie in den Geosynklinalen, während die Festländer, und insbesondere die großen Festlandsschwellen, die Stätten vorherrschender „broad movements" sind; aber in den Festlandsschwellen, wenn wir diesen Begriff so weit wie die genannten beiden Autoren fassen („Aires Continentales"), treten auch „Gebirgsbildungen" ein, und in den Geosynklinalen ereignen sich auch „broad movements".

So kommen wir dazu, die Raumart, noch mehr aber die Richtung und vor allen Dingen hypothetische Kausalitäten als geeignete Fundamente für eine Klassifikation des Diastrophismus abzulehnen. Demgegenüber hatte GILBERT, wie wir im ersten Kapitel gesehen haben, eine Orogenese und eine Epirogenese im wesentlichen auf der Basis der entstehenden morphologischen Gebilde, daneben auf der Basis der diese Gebilde schaffenden Vorgänge unterschieden.

Das resultatliche Unterscheidungsprinzip ist, wie wir gesehen haben, heute nur noch mit gewisser Einschränkung verwendbar; es bleibt die Vorgangsart, die namentlich hinsichtlich der Epirogenese bei GILBERT klar umschrieben ist, als Unterscheidungsprinzip bestehen.

B. Definition der Epirogenese.

1. Die epirogenetischen Vorgänge sind weitspannig.

Es handelt sich bei der Epirogenese, wie wir gesehen haben, um die „broad movements"; es sind die „mouvements d'ensemble" (Bewegungen im großen) EMANUEL DE MARTONNES[25]). „Mouvements d'ensemble ou mouvements épéirogéniques", so lautet eine Kapitelüberschrift in DE MARTONNES Traité de Géographie physique. Das „warping" des amerikanischen Sprachgebrauchs[26]) kommt ziemlich auf dasselbe hinaus. Es handelt sich um die „Falten großer Amplitude" bei EDUARD SUESS[27]), der allerdings später von epirogenetischen Bewegungen nicht viel wissen wollte (vgl. oben). Die gleiche Vorstellung schwebt im allgemeinen vor, wenn man neuerdings in der deutschsprachigen Literatur von „Großfalten" spricht. Allerdings hat WILCKENS[28]), der

[25]) Traité de Géographie physique. Paris, Armand Colin, 1909.

[26]) Vgl. u. a. Th. C. CHAMBERLIN and R. D. SALISBURY, Geology, 2. Aufl., 1906, S. 540.

[27]) E. SUESS, Die Entstehung der Alpen, Wien 1875, S. 150 ff. Vgl. auch Antl. d. Erde, II, S. 28.

[28]) O. WILCKENS, Grundzüge der tektonischen Geologie. Jena 1912, S. 3 und 11.

kürzlich daran erinnerte[29]), daß er diesen Begriff vor ABENDANON[30]) gebraucht habe, ihn für Gebilde angewandt, die er selbst als orogenetisch bezeichnet (a. a. O. S. 11 u. 3), nämlich für die variszisch streichenden großen Aufwölbungen Vogesen—Schwarzwald und Haardt—Odenwald. ABENDANON behandelt aber durchaus heterogene Dinge als Großfalten, und so schwebt auch aus diesem Grunde der Terminus leider etwas in der Luft. Will man ihn weiter verwenden, so tut man das m. E. am besten in der Beschränkung auf die Gebilde von epirogenetischer Entstehung, und in diesem Sinne würde die weiter unter noch zu erörternde WALTER PENCKsche[31]) „Großfaltung" Kleinasiens mit Recht diese Bezeichnung führen, mag PENCK sie auch als eine echte Faltung ansprechen.

Ich selbst habe für diese weite Wellung den Ausdruck „Undation" im Gegensatz zu den kleinwelligen orogenetischen „Undulationen" gebraucht.

Ueberall herrscht ganz im Sinne GILBERTS die Vorstellung von einem weite Gebiete gleichmäßig betreffenden („regionalen") Vorgange.

Daß es sich um aufwärtige und abwärtige Vorgänge handelt und daß die epirogenetischen Aufwärts- und die epirogenetischen Abwärtsbewegungen korrespondierende Vorgänge bedeuten, wie Sättel und Mulden korrespondierende Begriffe sind, sei nochmals hervorgehoben. Das finden wir ja schon bei GILBERT, der den Begriff Epirogenese für die Bildung der „continents and plateaus" einerseits, der „ocean beds and continental basins" anderseits (Lake Bonneville, S. 340) eingeführt hat. Scharf betonen u. a. auch CHAMBERLIN und SALISBURY (a. a. O.) die Reziprozität der aufwärtigen und abwärtigen Epirogenese; nebeneinander bilden sich, wie sie sagen, in parallelen Zonen die Weidegründe („feeding-grounds") der Ströme und die Wohngründe („lodgment-grounds") für die Sedimente aus, und dabei ist die **Aufwärtsbewegung** („upward bowing"), die die Weidegründe schafft, ein ebenso vitaler Prozeß, wie die Senkung („sagging"), die die Sedimentation ermöglicht.

---

[29]) Referat über ABENDANON, Großfalten der Erdrinde, in Geolog. Rundsch., Bd. VIII, S. 262.

[30]) E. C. ABENDANON, Die Großfalten der Erdrinde. Leiden 1914.

[31]) WALTER PENCK, Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart 1918.

2. Die epirogenetischen Bewegungen sind säkulär.

Etwas anderes pflegt sich ohne weiteres mit der Vorstellung des regionalen Vorgangs zu verknüpfen, nämlich die Vorstellung seiner langen Zeitdauer.

Aus den Fortschritten der Verbiegungen, wie sie sich aus den Verbiegungsunterschieden der altersverschiedenen Terrassen ergeben, hat Gilbert auf die Art des Vorgangs geschlossen; „die Wölbungsbeträge sind an sich unbedeutend, aber die Kontinuität schafft die erheblichen vertikalen Unterschiede", so lesen wir bei de Martonne (a. a. O., S. 505), und ähnlich heißt es bei vielen anderen Forschern; „säkuläre Oszillationen oder epirogenetische Bewegungen", so hieß es auch schon bei Marcel Bertrand[32]) bald nach Erscheinen des Gilbertschen „Lake Bonneville". Von den „nearly constant" small movements sprechen Chamberlin und Salisbury (a. a. O.).

Die „Kontinuität" ist zwar vielfach im Sinne von Einzelrucks mit Zwischenpausen zu verstehen, was u. a. von Staff (a. a. O.) hervorgehoben hat. Auch innerhalb der langen anorogenetischen Zeiträume ist die Stärke der Epirogenese, mag sie in Einzelrucks erfolgt sein oder nicht, recht verschieden, und im allgemeinen scheinen die thalattokraten Perioden der Erdgeschichten Zeiten einer besonders trägen Epirogenese[33]), die geokraten, — soweit sie nicht überhaupt mit orogenetischen Phasen zusammenfallen —, Zeiten einer aktiveren Epirogenese zu sein.

3. Die epirogenetischen Vorgänge sind gefügeerhaltend.

Etwas Drittes charakterisiert endlich die epirogenetischen Vorgänge: sie lassen das tektonische Gefüge des Untergrundes sozusagen intakt.

Ich spreche hier ausdrücklich vom tektonischen Gefüge („Lagegefüge"), wobei ich besonders an das tektonische Makrogefüge denke; das stoffliche Gefüge kann demgegenüber durch die Epirogenesen sehr erhebliche Ver-

---

[32]) Marcel Bertrand, Annales des Mines, Janvier 1893, S. 51.

[33]) Auch Wilh. Ramsay bringt in „Orogenesis und Klima" (Öfversigt af Finska Vetenskaps-Societetens Förhandlingar, LII, 1909—1910, Afd. A. Nr. 11) die großen Transgressionen mit dem langen Andauern „anorogenetischer" Zeiten in Zusammenhang.

änderungen erfahren, denn mit dem Aufsteigen und Absteigen kommt das Gestein unter sehr veränderte Bedingungen des Drucks und der Temperatur und damit unter veränderte chemische Gleichgewichtsverhältnisse. Ich erinnere in diesem Sinne an die Vorstellungen über die Regionalmetamorphose, an die Vorstellung HAUGS[34]) über die Aufschmelzung zu granitischen Magmen in den Tiefen der Geosynklinalen und an die thermometamorphen Veränderungen von Salzmassen mit zunehmender Ueberdeckung durch jüngeres Sediment, auf die ARRHENIUS und LACHMANN[35]) hingewiesen haben.

Immer wieder lesen wir allerdings in der Literatur, daß die Epirogenese mit Verwerfungserscheinungen verknüpft sei, so auch in der schon mehrfach erwähnten zusammenfassenden Studie, die F. MACHATSCHEK kürzlich über die Epirogenese veröffentlicht hat. Einleitend (S. 1) heißt es zwar auch dort, daß es sich um tektonische Vorgänge handelt, die sich nicht als Schichtdislokationen, sondern bloß als Niveauveränderungen äußern, aber weiterhin (S. 8) soll die Vergesellschaftung der umfassenden Aufwölbungen mit Bruchvorgängen der weitaus vorherrschende Typus der epirogenetischen Bewegungen sein, und nach S. 12 sollen auch überall auf mitteleuropäischem Boden die epirogenetischen Bewegungen mit Bruchbildungen Hand in Hand gehen. Auch DE MARTONNE (a. a. O.) hat insbesondere auf die alten Massive Mitteleuropas, wie Vogesen, Schwarzwald und französisches Zentralplateau, verwiesen, als er von der Verbindung der Epirogenese mit Bruchabsenkungen sprach. Der Befund ist in allen diesen Fällen der, daß die sogenannten Massive von Verwerfungen ganz oder teilweise umsäumt sind, und dieser Befund verleitet zu der Erklärung, daß die Verwerfungen die Entstehung der Massive bedingen oder wenigstens bei ihrer säkulären Aufwölbung wesentlich mitgewirkt haben. Aber beim Rückblick in die Vergangenheit und beim sorgfältigen zeitlichen Auseinanderhalten der Bewegungsvorgänge, wo ein solches möglich ist, stellt sich, wie ich an anderer Stelle gezeigt habe, die Sachlage anders dar, indem sich nämlich die Bruchzonen, die heute die Massive umsäumen, als nachträgliche, nämlich in einer jüngeren orogenetischen Phase entstandene Zu-

---

[34]) EMILE HAUG, Traité de Géologie, S. 189.

[35]) SV. ARRHENIUS und R. LACHMANN, Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme. Geol. Rundsch. 1912, Bd. III, S. 139 ff.

taten zu den bruchlos aufgewölbten Schwellen ergeben. Und bei Aufreißen dieser Verwerfungen vollzog sich auch nicht die gegenseitige Verschiebung zwischen Schwelle und angrenzendem Senkungsfeld in dem Sinne, daß die Schwelle aufstieg und das Senkungsfeld sank, sondern umgekehrt stieg nunmehr relativ zur Schwelle der Inhalt des Senkungsbeckens auf und es sank dementsprechend relativ zum Senkungsbecken die Schwelle. In bezug auf den Rheintalgraben sagt auch MACHATSCHEK, daß die Brüche, die den als epirogenetische Einsenkungszone vor der Oligocänzeit angelegten Graben umziehen, erst „seit dem Miocän" entstanden, d. h. also nachträgliche Zutaten zu einer epirogenetischen Einsenkung sind; aber das soll geschehen sein unter erneuter Aufwölbung der Randgebiete und Einmuldung der Senke, während doch mit der Bruchbildung die vorher versenkten Tertiärmassen teilweise der Denudation zugeführt, also h o c hbewegt worden sind. Aber trotzdem die Rheintalbrüche n a c h der epirogenetischen Einsenkung entstanden sind, glaubt MACHATSCHEK hier weitere Beispiele für den Zusammenhang zwischen Epirogenese und Verwerfung zu sehen. Der gleiche Zusammenhang soll auch im Norden Europas überall erkennbar sein. Hier haben wir Gebilde schildförmiger Aufwölbung, wie Skandinavien oder Spitzbergen oder Island, und Gebilde der Absenkung, wie den Skandik DE GEERS. Zum Teil treten dabei steilere Böschungen auf, und diese führt MACHATSCHEK auf Abbrüche zurück, während DE GEER Flexuren angenommen hatte. Ein zweifellos tektonischer Graben ist nach MACHATSCHEK auch die norwegische Rinne. In diesen nordeuropäischen Beispielen ist zunächst schon das Vorhandensein der Verwerfungen m. E. nicht oder doch nicht einwandfrei erwiesen. Z. B. kann die norwegische Rinne sehr wohl ein bruchloses Gebilde[36]) und auch die sonstigen Absenkungen können wenigstens teilweise bruchloser Art sein. Aber wenn Brüche auch da sind, — wie ist zu erweisen, daß sie m i t dem säkulären Vorgange der Aufwölbung und Absenkung und nicht, wie in den Randzonen der Rheinischen Masse oder wie im Falle des Rheintalgrabens, erst n a c h t r ä g l i c h zur Zeit einer jüngeren orogenetischen Phase sich bildeten? — Gewiß erscheint auch hier die Einsenkung der Meeresräume an Verwerfungen als eine recht ein-

[36]) Ich selbst erblicke in dem norwegischen Graben ein Beispiel einer „Saumtiefe", d. h. einer gesteigerten epirogenetischen Senkung in der Umrandung eines stabileren Erdstücks (vgl. Alte und junge Saumtiefen, a. a. O., S. 29).

leuchtende Vorstellung, aber die Geschichte der fossilen Meere beweist ihre Unhaltbarkeit.

Und dann sollen auch die jungen Grabenbrüche und Verwerfungen Schonens Beispiele der Vergesellschaftung von Aufwölbungen und Bruchvorgängen geben. Das gilt aber doch nur im Sinne räumlicher Vergesellschaftung, nicht aber zeitlicher; oder wo findet MACHATSCHEK Beweise in letzterem Sinne?

Immerhin habe auch ich an anderer Stelle eine kleine Einschränkung hinsichtlich der Bruchlosigkeit der Epirogenese unter Hinweis auf unsere heutigen Erdbebendislokationen, soweit solche nicht überhaupt als Begleiterscheinungen von atektonischen Beben atektonischer Art sind, gemacht[37]). Und nur mit dieser kleinen Einschränkung gilt für mich die Charakterisierung der epirogenetischen Vorgänge als solcher, die das Gefüge des Untergrunds intakt lassen.

C. Definition der Orogenese.

1. Die orogenetischen Vorgänge sind gefügeverändernd.

Die Orogenese äußert sich in den Veränderungen des tektonischen Bodengefüges, und mit dieser „vorgangsartlichen" Begriffsumschreibung steht man durchaus auf dem Boden der in GILBERTS „Lake Bonneville" enthaltenen Vorstellungen, wenn allerdings auch, wie gesagt wurde, die nachdrückliche Definition in diesem Sinne im „Lake Bonneville" fehlt.

2. Die orogenetischen Vorgänge sind episodisch.

Wenn ich nun weiter die Orogenese als die episodischen[38]) Gefügeveränderungen des Untergrundes cha-

---

[37]) H. STILLE, Über Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung. Nachr. K. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1918, S. 1 ff; vgl. insbes. das Kapitel über das „orogenetische Zeitgesetz", S. 4 ff.

[38]) Das Hineintragen des zeitlichen Moments in die Unterscheidung von Orogenese und Epirogenese ist seinerzeit von LACHMANN („Zur Klärung tektonischer Grundbegriffe", Diese Zeitschrift f. 1914, Monatsber., S. 227) deswegen angegriffen worden, weil GILBERT bei diesem Begriff nur regionale Unterschiede im Auge gehabt haben soll. Ich habe darauf schon an anderer Stelle (Diese Zeitschrift f. 1916, Monatsber., S. 274) geantwortet. Seitdem hat MACHATSCHEK (a. a. O., S. 11) die von

rakterisiere, d. h. auch hier, wie bei der Epirogenese, das zeitliche Moment heranziehe, so bin ich mir klar, damit zwar über die in GILBERTS Fundamentalwerk entwickelten Vorstellungen hinauszugehen. Aber im Jahre 1890 fehlte noch die Erkenntnis von dem Beschränktsein der Vorgänge, die für GILBERT die orogenetischen waren, auf bestimmte und von anorogenetischen Zeiten unterbrochene Termine, vielmehr galt damals allgemein, wie auch heute noch in sehr weiten Kreisen der Geologen, auch der orogenetische Vorgang als ein kontinuierlicher, — „als säkulär in bezug auf Dauer, obgleich katastrophal im Detail", so heißt es bei GILBERT (S. 356). So stimmt der Zusatz, daß die Orogenese ein episodischer Vorgang sei, zwar nicht mit den Ausführungen im „Lake Bonneville" überein, aber trotzdem sind in der Definition der Orogenese als der „episodischen Gefügeveränderungen des Untergrundes" die gleichen Vorgänge umschlossen, die auch GILBERT als „orogenetisch" im Gegensatz zu den epirogenetischen Vorgängen bezeichnet hatte, nur wird dem Fortschritt der Erkenntnis, daß diese Vorgänge nicht säkulär, sondern episodisch eingetreten sind, Rechnung getragen[39]). Wir können aber m. E. bei der rein

---

mir gegebenen Beziehungen zwischen Orogenese und Epirogenese zwar als einwandfrei anerkannt, sie allerdings in einer Hinsicht so dargestellt, daß vielleicht bei demjenigen, der meine Originalarbeiten nicht nachliest, ein Mißverständnis entstehen könnte. Er schreibt nämlich, daß nach meiner Ansicht bei dem großen flachen Wellenwurf die Wellenberge „oder Undationshorste" die Rahmen, die Wellentäler „oder Undationsgräben" die Senkungs- und Sedimentationsräume sind, und daß später, wenn an Stelle der epirogenetischen Bewegung die orogenetische tritt, Undulationshorste und -gräben sich bilden. Ich brauche aber wohl kaum zu wiederholen, daß im Sinne meiner Vorstellungen die großen flachen epirogenetischen Wellen zunächst noch keine Undulationshorste und Undulationsgräben sind, sondern nur Undulationsschwellen und Undulationsbecken, und daß sie erst in einer nachfolgenden orogenetischen Phase zu den Undulationshorsten („Schwellenhorsten") und Undulationsgräben („Beckengräben") werden, während sich gleichzeitig in den letzteren durch Bruchfaltung Undulationshorste („Schollenhorste") und Undulationsgräben („Schollengräben") bilden können (vgl. u. a. „Injektivfaltung usw.", Geol. Rundsch. 1917, Bd. VIII, S. 136 ff.).

[39]) Auch CHAMBERLIN und SALISBURY (a. a. O.) stellen den „nearly constant small movements", die ich nach ihren von den amerikanischen Autoren geschilderten Erscheinungsformen mit den „epeirogenic movements" GILBERTS identifizieren muß (vgl. oben), die „great periodic movements" gegenüber und teilen diese ein in

vorgangsartlichen Definition nicht stehen bleiben, weil sie in manchen Fällen nicht genügt; so ist auch die Zeitlichkeit oder die Zeitdauer der Vorgänge für mich nicht nur eine Zusatzdefinition, sondern ein integrierender Teil derselben. Was heißt denn schließlich „weite" und „enge" Amplitude? Es gibt doch auch „mittlere" Amplituden. Was heißt Änderung des Erdgefüges, wo es doch

---

a) mountain-forming movements,
b) plateau-forming movements,
c) continent-forming movements.

Dabei ist unter a) die Faltung und unter b) die Blockgebirgsbildung verstanden, — und was die hier wieder erscheinende grundsätzliche Unterscheidung eines „Faltengebirges" und „Blockgebirges" anlangt, wobei das erstere vorwiegend durch laterale, das letztere eher durch vertikal wirkende Kräfte erzeugt sein soll, so erlaube ich mir auf meine Ausführungen in dem Aufsatz über „Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung" (a. a. O.) zu verweisen. Die unter c) genannten „continent-forming movements" sind aber etwas ganz anderes, wie das „continent-making" oder die „epeirogenic movements" bei G. K. Gilbert; sind sie doch erstens „great" und zweitens „periodic" gegenüber dem „warping", das erstens als „small" und zweitens als „nearly constant" gekennzeichnet wird. Es handelt sich um uralte tektonische Vorgänge, die schon vor den ältesten bekannten Sedimentationen eingetreten sind und zur Bildung der nach amerikanischer Auffassung später wohl erweiterten oder verkleinerten, aber in annähernd ursprünglicher Art heute noch vorhandenen Kontinente (der Kerne der sich um sie gruppierenden Faltenzonen) geführt haben. Zur Annahme dieser besonderen Kategorie von Vorgängen führt m. E. das überkonsequente Festhalten an der besonders von den amerikanischen Fachgenossen vertretenen Permanenz der Kontinente, und in diesem Sinne sollen ja nach Chamberlin und Salisbury die alten Faltungen — im Gegensatz zu allen jüngeren und auf die Randzonen der Kontinente beschränkten Falten —, auch die Kontinentalgebiete ergriffen haben; demgegenüber erscheint mir mit vielen anderen Forschern auf Grund der in den alten „Grundgebirgen" festgestellten, wenn zum Teil auch stark verwischten Diskordanzen die Annahme weit gerechtfertigter, daß in den heutigen Räumen der alten Kontinentalgebiete Zyklen der Senkung, Sedimentation, Faltung und Denudation in früher Zeit der Erdgeschichte ebenso gut eingetreten waren, wie später in anderen Erdzonen, und daß also auch diese Kontinentalgebiete einstmals wenigstens teilweise labile Zonen, wohl in der Peripherie noch älterer Kontinentalmassen, deren Spuren wir bis jetzt nur sehr teilweise nachkommen können, gewesen sind.

Wenn ich Chamberlin und Salisbury also recht verstehe, so sind ihre „continent-forming movements" Vorgänge von im wesentlichen orogenetischer Art aus ganz früher Erdgeschichte; damit könnte man sie aber kaum als eine grundsätzlich selbständige

schließlich auch echte (orogenetische) Falten gibt, die über weitere Landstrecken gehen und dabei bruchlos und überhaupt ohne „orogenetische“ Kriterien sind? Kennen wir doch ferner neben den epirogenetischen Wellen großer Spannweite schließlich auch Wellen mittlerer Spannweite, und kommen wir doch sogar zu der Vorstellung von Spezialunda-

---

Art tektonischer Erscheinungen gegenüber den sonstigen „great periodic movements“ anerkennen.

Noch ein paar Worte seien anmerkungsweise zu der eben gestreiften Frage des Verhältnisses von Kontinentalkern und Faltenkranz gestattet.

Man findet nämlich häufig einen Gegensatz zwischen der „amerikanischen“ Auffassung, daß sich die Faltenzüge um die Kontinente bilden, und derjenigen Auffassung, die bei europäischen Autoren besonders ihre Vertretung hat, daß nämlich die Faltenzonen aus Senkungsräumen zwischen zwei Kontinenten entstanden seien, hervorgehoben. Beide Auffassungen sind m. E. richtig, und der scheinbare Gegensatz überbrückt sich leicht. Die Gebirge steigen aus den gesunkenen Zonen in der Peripherie der Festlandsmassen auf, wie die Amerikaner auf Grund der Geschichte ihres Kontinents sagen; sind aber die Kontinente einander genähert und ist das trennende Becken entsprechend schmal, wie etwa in Europa im Fall der Thetys, so ergibt sich das Bild der Entstehung der Gebirgszüge „wie zwischen den Backen eines Schraubstocks“, d. h. im Fall der Thetys zwischen der afrikanischen und den mitteleuropäischen Massen, wobei eine mittlere Zone noch ungefaltet bleiben kann; in ganz extremen Fällen, d. h. bei sehr schmaler Geosynklinale, kann sogar die ganze Geosynklinale aufgefaltet werden, wie mit der Pyrenäen-Geosynklinale zwischen Zentralplateau und Iberischer Meseta geschehen ist (vgl. Haug, Traité, S. 167), und man mag dann den einen Teil der dabei entstandenen Falten als peripherisch der einen, den andern Teil der andern Schwelle zurechnen. Verbreitern sich aber die Becken und liegen endlich „Weltozeane“ zwischen den Kontinenten, so ergibt sich für jeden einzelnen dieser Kontinente das „amerikanische“ Bild der Faltenangliederung. Ich meine also, daß z. B. — um ganz extreme Fälle zu vergleichen —, die südwärts gerichteten Falten der südlichen Pyrenäen ebenso peripherisch zur Iberischen Meseta und die nordwärts gerichteten Falten der Pyrenäen ebenso peripherisch zum Zentralplateau liegen, wie die pazifischen Gebirge Nordamerikas peripher zu Laurentia, — und daß das tektonische Verhältnis der nördlichen zu den südlichen Pyrenäen hinsichtlich der Lage zu den Festlandsschwellen dem tektonischen Verhältnis der perilaurentischen Gebirgszüge in der amerikanischen Umrandung des Pazifik zu den periasiatischen in der westlichen Umrandung dieses Weltmeers durchaus vergleichbar ist, — nur war in einem Falle das Muttermeer, dem die Falten entsprangen, sehr schmal, im andern Fall riesenweit.

tionen, mit denen ich mich an anderer Stelle befaßt habe[40]), und von denen in bezug auf die Verhältnisse Kleinasiens, wie sie uns WALTER PENCK geschildert hat, sogleich die Rede sein wird.

So mag es einmal sein, daß Falten, die sicher in den Kreis der Orogenese gehören, an Amplitude nicht zurückstehen hinter örtlich einmal kleinen Wellen der Undation. Wo liegt dann das Fundamentum divisionis? Die Wellen „mittlerer" Amplitude der ersten Art sind mit den unzweifelhaft orogenetischen Falten und wie diese entstanden und diejenigen zweiter Art mit den epirogenetischen Gebilden und wie sie. In der Zeitlichkeit der Vorgänge liegt eben die Unterscheidungsart. Handelt es sich um Gebilde säkulärer Entstehung, so sind sie als epirogenetisch zu klassifizieren, trotz der örtlich einmal etwas kleineren Amplitude. Sind sie episodischer Entstehung gleich den Falten, Ueberschiebungen usw., so sind sie zur Orogenese zu stellen. Das ist zunächst theoretisch das Kriterium; in der praktischen Handhabung desselben kommt es auf die Vorgeschichte des Gebildes an.

In diesem Sinne verweise ich auf Ausführungen, die ich im Anschluß an die Frage der Unterscheidung von Horsten und Gräben undatorischer Entstehung von solchen undulatorischer Entstehung gemacht habe[41]), nur kommt es jetzt nicht auf Horste und Gräben, sondern auf Sättel und Mulden an. Fällt die „Mulde" annähernd mit einem ehemaligen Sedimentationsraume oder fällt der „Sattel" annähernd mit einer ehemaligen Schwelle zusammen, so handelt es sich um epirogenetische Gebilde; sind aber die Sättel und Mulden nur kleine Teile eines ausgedehnteren Schichtsystems mit einigermaßen übereinstimmender Vorgeschichte, nur kleine Teile ehemaliger größerer Becken, so handelt es sich um orogenetische Falten.

---

[40]) H. STILLE, Alte und junge Saumtiefen (a. a. O., S. 20, Anm. 1). Eine Diskussion im Anschluß an den oben wiedergegebenen Vortrag gibt mir Veranlassung zu der nachdrücklichen Feststellung, daß nach der von mir gebrauchten Terminologie „Spezialundation" und „Undulation" gänzlich verschiedene Dinge sind. Spezialundation ist eine verhältnismäßig kleinwellige Undation innerhalb eines aufsteigenden oder einsinkenden größeren Bezirks, aber immerhin eine Undation, d. h. ein säkulär fortgehender Vorgang, während die Undulationen („Ondulations" der französischen Literatur) die episodischen Faltungen sind.

[41]) „Injektivfaltung usw.", a. a. O. S. 136 ff.

Anschließend hieran möchte ich vorschlagen, daß noch strenger als bisher die Begriffe Synklinale und Antiklinale (Mulde und Sattel) allein in bezug auf die Gebilde der Orogenese („Undulationen“) angewandt werden, während die Begriffe Geosynklinale[42]) und Geantiklinale (Becken und Schwelle) die Gebilde der Epirogenese („Undationen“) bezeichnen.

D. Synklinal- und Geosynklinalbildung in Beziehung zum ozeanischen Spiegel.

Die orogenetischen Mulden (Synklinalen) entstehen samt den orogenetischen Sätteln unter Aufwärtsbewegung, bezogen auf den ozeanischen Spiegel, die epirogenetischen Becken (Geosynklinalen) im allgemeinen unter Abwärtsbewegung gegenüber diesem, während die epirogenetischen Schwellen (Geantiklinalen) im allgemeinen ihm gegenüber aufsteigen; nur in gewissen Fällen von „Spezialundationen“, nämlich bei geringerem Betrag der abwärtigen Spezialundation gegenüber dem Ausmaß der aufwärtigen Allgemeinundation der größeren Einheit, kann sich auch einmal ein epirogenetisches Becken (Geosynklinale) unter Aufwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel fortentwickeln, — wie Geantiklinalen im Falle einer geringeren aufwärtigen Spezialundation gegenüber der abwärtigen Allgemeinundation der größeren Einheit sich auch einmal unter Abwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel fortbilden können.

E. Beispiele.

Im folgenden gebe ich drei Beispiele für die aus den voranstehenden Kapiteln sich ergebende Anwendungsart der Begriffe Orogenese und Epirogenese, und zwar im ersten Fall unter Bezugnahme auf schon etwas ältere Ausführungen Haugs, im zweiten und dritten Fall unter Herausgreifen mir als Beispiele besonders geeignet erscheinender Arbeiten aus der neuesten Literatur.

1. Kaledonische und postkaledonische tektonische Bewegungen.

Die kaledonische Faltung im weiteren Sinne zerfällt in zwei Phasen, nämlich

---

[42]) Dabei muß allerdings der Begriff „Geosynklinale“ in der von mir angewandten sehr weiten Fassung für säkulär sinkende Räume jeglicher Art gebraucht werden.

1. die takonische Faltung zwischen Untersilur (Ordovicium) und Obersilur (Gothlandium),
2. die kaledonische Faltung im engeren Sinn im Ausgange des Obersilurs.

Als „taconic revolution" bezeichnen die amerikanischen Geologen[13]) die vorgothlandischen orogenetischen Bewegungen, die in der Zone östlich der Alleghanies von Virginia bis Neu-England, so in der Struktur des Piedmont-Plateaus, und im Fortstreichen bis hin in das östlichste Kanada nachweisbar sind. Gleichzeitig ereigneten sich Faltungen in England (Midland Counties und Wales) und wahrscheinlich auch in Nordwestafrika, und ich möchte den Vorschlag machen, daß man über das Heimatgebiet des Begriffs „takonisch" hinaus ganz allgemein die ältere Phase der silurischen Faltung als die „takonische" bezeichnet.

Die jüngere Phase, die kaledonische Faltung s. str., erweist sich als älter als Gédinnien in solchen Gebieten, in denen Gédinnien entwickelt ist. Vielfach finden wir in der Literatur zwar altdevonische Faltungen angegeben, aber wenn in den solchen Angaben zugrunde liegenden Fällen auch jüngeres Unterdevon oder älteres Mitteldevon über gefalteten silurischen Schichten liegt, so spricht doch nichts dagegen, die unter der transgredierenden Decke erkennbaren tektonischen Vorgänge der jungsilurischen Faltung zuzuschreiben, — im Gegenteil spricht die Konkordanz innerhalb des Unterdevons vom Gédinnien aufwärts, wo immer wir eine solche Schichtfolge finden, gegen jegliches unterdevonische Ereignis von orogenetischer Art. Mag also auch z. B. in dem Falle der Überdeckung gestörten Silurs durch jüngeres Unterdevon die unmittelbare Altersbestimmung des tektonischen Vorgangs nicht möglich sein, so führt doch die „mittelbare" (vergleichende)[14]) Altersbestimmung zur Einreihung in den kaledonischen Faltungsakt.

So haben wir vom Untersilur bis zum Mitteldevon nachweislich nur zwei Phasen von orogenetischem Charakter, die zeitlich gut festgelegt sind. Was sich sonst in dieser langen Zeitspanne an tektonischen Bewegungen ereignet hat, entfällt, da weitspannig und säkulär und gefügeerhaltend, unter die epirogenetischen Vorgänge, und wenn Haug auch

---

[13]) Vgl. Blackwelder, United States of North Amerika im Handb. d. reg. Geologie, Bd. VIII, Heft 2, 1912, S. 54.

[14]) Vgl. H. Stille, Über Hauptformen der Orogenese usw., a. a. O., S. 15.

hier von „orogenetischen" Bewegungen spricht, so liegt das eben an seiner andersartigen Anwendungsart dieses Begriffs (vgl. oben). So sind nach ihm, wie wir gesehen haben, die Senkungen, die in Belgien nach der vordevonischen Faltung zur Transgression des Devons führten, orogenetischer Art, denn sie sind longitudinal. Demgegenüber soll die Diskordanz zwischen dem unteren und oberen Old Red in Schottland und in Nord- und Zentralengland eine epirogenetische Bewegung verraten, da hier eine Heraushebung des unteren Old Red vorliegt, so daß das obere Old Red sich auf geneigten Schichten ablagerte[45]). M. E. ist die Sache umgekehrt im Sinne der GILBERTschen Bedeutung der Begriffe. Die Senkungen im Süden, die das Meer allmählich vorrücken ließen, sind unzweifelhaft epirogenetisch im Sinne GILBERTS, und Heraushebungen, die zu starken örtlichen Denudationen und der immerhin nicht unbeträchtlichen Diskordanz der nachfolgenden Sedimente führen, entfallen unter den GILBERTschen Begriff des „Mountainmaking", d. h. der Orogenese. Etwas anders ist es natürlich mit der Entstehung und Fortbildung der Sedimentationsräume des Old Red, — das sind epirogenetische Vorgänge. Aber davon ist derjenige Vorgang zu unterscheiden, der in Unterbrechung der Old-Red-Sedimentation das ältere Old Red weithin schräg stellte, heraushob und damit der Denudation zugänglich machte. Hier drückt sich nach der kaledonischen Faltung zum ersten Male wieder ein orogenetischer Akt aus.

2. Jungtertiäre Vorgänge am Ostrande der Zentralalpen.

A. WINKLER[46]) hat am Ostrande der Zentralalpen in einer mir außerordentlich dankenswert erscheinenden Studie Bewegungen von zweierlei Art unterschieden, nämlich

1. „Hebungen und rupturelle Störungen", „die in bestimmten Zeitpunkten zur Auslösung kommen",
2. „weitreichende Schollenbewegungen" (Hebungen und Senkungen), „die durch längere Zeiträume andauern".

Seine beiden Kategorien sind nichts anderes als Orogenese und Epirogenese im oben erläuterten Sinne, und auch

[45]) E. HAUG, Traité, S. 734.

[46]) ARTUR WINKLER, Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1914, S. 256 ff.

bei WINKLER begegnet uns ja die Unterscheidung erstens nach Vorgangsart und zweitens nach Zeitverhältnissen. So sind, um bei diesem Beispiel zu bleiben, als Äußerungen der Epirogenese die Hebung der Koralpe usw. unter Senkung der nordostwärts gelegenen Grazer Bucht zur Mediterranzeit, die vor- oder tiefsarmatische Muldenbildung in der östlichen Mittelsteiermark, die das „mittelsarmatische Delta" einleitenden Hebungen und Senkungen und die Ausbildung der pontischen Sedimentmulde im Nordosten von Mittelsteiermark zu betrachten. Demgegenüber sind als orogenetische Vorgänge nachweisbar:

1. eine vormediterrane Phase,
2. eine intramediterrane Phase (zwischen 1. und 2. Medit. Stufe),
3. eine vorpontische Phase (zwischen tiefsarmatisch und pontisch),
4. eine postpontische Phase.

Was die intramediterrane Phase anlangt, so hatte WINKLER zwar 1913[47]) Gebirgsbildungen dieses Alters angenommen, jedoch ließ er diese Annahme 1914 fallen. Wir kommen aber, wie mir scheinen möchte, nach den neueren Beobachtungen und Literaturzusammenstellungen von W. PETRASCHECK[48]) wohl kaum um diese intramediterrane Gebirgsbildung herum. Zu bemerken ist zwar, daß, während die vormediterrane, vorpontische[49]) und postpontische Gebirgsbildung d i e notorischen orogenetischen Phasen der jüngeren Tertiärzeit sind, intramediterrane Vorgänge von unzweifelhaft orogenetischem Charakter recht geringe Verbreitung zu besitzen scheinen.

3. Die Großfaltung Kleinasiens.

Auf Grund der geologischen Geschichte der entstandenen Gebilde, d. h. insonderheit nach der säkulären Aufschüttung in den sinkenden Räumen und der säkulären Abtragung auf den Antiklinen, erscheint mir die „Großfaltung" Kleinasiens, die „letzte Phase der dinarisch-taurischen Faltung" WALTER PENCKS, als ein im wesentlichen epirogenetischer Vorgang. W. PENCK hat aufs treffendste

---

[47]) ARTUR WINKLER, Untersuchungen zur Geologie u. Paläontologie des steirischen Tertiärs. Das Miocän von Mittelsteiermark. Jahrb. Geol. Reichsanst., Wien 1913, Bd. **63**, S. 503 ff.

[48]) W. PETRASCHECK, Die miocäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. Verh. Geol. Reichsanst., Wien 1916, S. 310 ff.

[49]) Vgl. H. STILLE, Über Hauptformen der Orogenese, a. a. O., S. 17.

diesen Vorgang der Großfaltung, sein Einsetzen etwa im Mio-Pliocän nach einer längeren Verebnungszeit, seine säkuläre Fortdauer, seine Hauptwirksamkeit im Pliocän und Quartär, seine weitgehende Unabhängigkeit von der älteren Struktur des Bodens, seine Beziehungen zu der „regionalen" Hebung des gesamten Großfaltenlandes, die gleichzeitig mit der Großfaltenbildung erfolgt, den Wechsel von Aufschüttung und Ausräumung in den Synklinalen, die Interferenz verschiedener Großfaltenelemente, die zu Quergliederungen führt und die Synklinalen zum Teil zu rund umschlossenen Tiefgebieten macht, die Entstehung gewisser „Ova" als einer besonderen Erscheinungsform der Groß-Synklinen, das Einsinken anderer Synklinen unter Meeresniveau (Golf von Ismid, Golf von Gemlik) geschildert. Das säkuläre des Bewegungsvorgangs charakterisiert diese Großfaltung als eine epirogenetische Erscheinung und charakterisiert trotz der für epirogenetische Verhältnisse kleinen Amplitude die Mulden als Geosynklinalen, die Sättel als Geantiklinalen. Dabei handelt es sich um den Fall einer Spezialundation innerhalb einer größeren epirogenetischen Einheit[50]). Die

---

[50]) „Spezialundationen" und „Allgemeinundation" habe ich kürzlich im malaisch-pazifischen Inselmeere unterschieden (vgl. „Alte und junge Saumtiefen", a. a. O., S. 20, Anm. 1). Auch dort liegen Fälle einer verhältnismäßig kleinwelligen Epirogenese vor, wenn sie gewiß auch noch weit großwelliger ist als diejenige, die die „Großfalten" Kleinasiens geschaffen hat. Der Unterschied gegen die Verhältnisse in Kleinasien, wie ich sie nach W. PENCKS Schilderungen deuten zu müssen glaube, liegt darin, daß es sich im malayischen Archipel um Spezialundationen innerhalb eines Gebietes mit vorherrschend abwärtiger Allgemeinundation, dagegen in Kleinasien um solche in einem Gebiete mit vorherrschend aufwärtiger Allgemeinundation handelt.

Aber wir brauchen von Kleinasien nur etwas westwärts in das Gebiet der Aegäis zu gehen, um auch hier wie im Malayischen Archipel eine Spezialundation bei vorherrschend negativer Allgemeinundation, nämlich derjenigen, die die Aegäis als „Aire d'Ennoyage" zum transversalen Meeresbecken im Gegensatz zu der aufsteigenden kleinasiatischen Schwelle machte, zu finden; dieser Wechselwirkung von abwärtiger Allgemeinundation mit allerlei Spezialundationen, die vergleichbar denen sind, die uns W. PENCK in dem Großfaltenbau Kleinasiens vorführt, möchte ich die Ausgestaltung der Aegäis mehr zuschreiben, als den immer wieder behaupteten „radialen Einbrüchen", — wenn gewiß, wie überhaupt in Gebieten von epirogenetischer Anlage, so auch hier, Dislokationen und sonstige orogenetische Vorgänge an den epirogenetischen Schwellen und Becken episodisch umgestaltend gewirkt und sie zum Teil auch in „Horste" und „Gräben" verwandelt haben.

Epirogenese dieser größeren Einheit äußert sich in ihrer „regionalen“ Hebung, die das Gesamtsystem der Großfalten ergreift, und W. Penck schildert uns nun, wie im allgemeinen in den Synklinen die (lokale) Senkung über die regionale Hebung überwiegt, was Sedimentationen in den Synklinen zur Folge hat und die Denudation auf die Antiklinen beschränkt, wie aber anderseits das zeitweilige Überwiegen der regionalen Hebung über die abwärtige Großfaltung der Synklinen zur Ausräumung der Synklinen führen kann.

Auch an orogenetischen Erscheinungen fehlt es in den von W. Penck geschilderten Großfalten nicht, aber in bezug auf sie glaube ich eine von derjenigen Pencks etwas abweichende Meinung vertreten zu müssen. Nach Penck sind sie nämlich Begleiterscheinungen des Großfaltenbaues, den er ja überhaupt für eine „echte“ Faltung hält. Aber es handelt sich doch in den örtlichen Zerknitterungen, Faltungen, Schleppungen und sonstigen Störungen der mio-pliocänen Schichten, die besonders an die Randzonen der Großmulden gebunden zu sein scheinen, um typisch orogenetische Erscheinungen, und deshalb müssen wir sie meines Erachtens von der eigentlichen Großfaltenbildung als Vorgänge von orogenetischer Art scharf abtrennen. Sie sind, was ihr Alter anlangt, einerseits postlevantinisch und anderseits älter, als gewisse junge Verebnungen, und so spricht nichts dagegen, sie der in weiten Teilen der eurasiatischen Gebirge nachweisbaren jungpliocänen, vielleicht zum Teil auch einer quartären, jedenfalls aber einer episodischen Dislokationsphase zuzuteilen.

Für mich sind also auf Grundlage der Untersuchungen und Schilderungen Walter Pencks die „Großmulden“ („Ova“) Kleinasiens Gebilde einer abwärtigen Spezialundation innerhalb einer größeren Einheit mit vorherrschend aufwärtiger Allgemeinundation, die in einem oder vielleicht auch zwei orogenetischen Zwischen- oder Nachakten — besonders wohl in der Phase der jungpliocänen Gebirgsbildung —, tektonisch etwas umgestaltet, zum Teil dabei auch zu „Gräben“ verwandelt worden sind.

IV. „Synorogenese“.

Auch bei den im Kapitel III möglichst scharf gefaßten Definitionen der Begriffe Orogenese und Epirogenese bleibt ein kleiner Komplex tektonischer Erscheinungen, die sich

nicht sicher klassifizieren lassen, — und zwar nicht etwa aus Unzulänglichkeit der Definitionen, sondern aus dem einfachen Grunde, daß es sich hier um Vorgänge handelt, die an der Grenze von Orogenese und Epirogenese stehen.

Kennzeichnete sich die Epirogenese als ein mehr oder weniger kontinuierlicher, (wenn vielleicht auch in lauter kleinen Einzelrucks erfolgender), die Orogenese als ein episodischer Vorgang, so gibt es damit Zeiten, nämlich die Phasen der Orogenese, in denen beiderlei Vorgänge sich ereignen. In diesen entstehen also zunächst die wechselnden Formen der Orogenese vom höchsten bis zum niedrigsten Typus, vom Deckengebirge und eigentlichen Faltengebirge zum Bruchfaltengebirge und endlich zum Blockgebirge[51]). Alle diese Vorgänge sind mit Aufwärtsbewegungen der betroffenen Gesteinsmassen verknüpft und haben deshalb örtliche Regressionen im unmittelbaren Gefolge. Aber die Regressionen haben in den orogenetischen Zeitphasen im allgemeinen mehr als örtlichen Charakter, denn sie pflegen in weiten Teilen der Erde auch außerhalb der Gebiete der nachweisbar orogenetischen Heraushebung einzutreten, und damit sind die orogenetischen Phasen im allgemeinen „geokrate" Phasen allererster Ordnung. Man denke z. B an die Übergangszeit zwischen Silur und Devon (kaledonische Faltung), in der weitgehende Verlandungen eintreten, so daß sich das Meer weite Teile seiner vorherigen großen Ausdehnung erst in der Folgezeit nach und nach wiedererobern muß, oder man denke an die Übergangszeit vom Devon zum Carbon oder an die Übergangszeit zwischen Oligocän und Miocän oder an die jüngste Miocän- und früheste Pliocänzeit. Gewiß beruht bei diesen und anderen Beispielen die Geokratie zum guten Teil auf der unmittelbaren Verdrängung des Meeres durch Auffaltung oder sonstige orogenetische Heraushebung weiter Landstriche. Aber vielfach liegen auch, wie es scheint, Schwellenhebungen vor, die nicht eigentlich orogenetischen Charakter haben, sondern den Charakter einer gesteigerten oder doch in erweitertem Umfange wirksamen Epirogenese. Wo ist da aber der Schnitt zu ziehen zwischen dem Grenzfalle eines Blockgebirges („Orogenese") und der gleichzeitigen „epirogenetischen" Aufwölbung einer Festlandsrandzone? Theoretisch könnte man ja sagen, daß, solange Verwerfungen auftreten

---

51) H. Stille, Über Hauptform der Orogonese usw., a. a. O., S. 1—4.

(„Blockgebirge"), noch eine „Orogenese" vorläge, während die Aufwölbung, die gleichzeitig damit an anderer Stelle bruchlos erfolgt, als epirogenetisch zu klassifizieren wäre. Aber nun stellen wir uns erstens vor, daß die Verwerfungen immer unbedeutender werden; und dann sollte schließlich das Fehlen oder Vorhandensein eines kleinen Risses das Fundament für die Zuweisung zur Orogenese oder Epirogenese bilden? Zweitens besteht aber in vielen Fällen die große praktische Schwierigkeit oder gar Unmöglichkeit der sicheren Entscheidung, ob Risse da sind oder nicht.

Es gibt also Grenzfälle, in denen orogenetische und epirogenetische Vorgänge so ineinanderführen, daß eine Scheidung schwer möglich ist. Es handelt sich, wie ich wiederhole, speziell um die Formenreihe von einem Blockgebirge in der Randzone eines Massivs über eine Randzone, in der Verwerfungen nur noch ganz untergeordnet erkennbar sind, bis zu bruchlosen, weitwelligen Bewegungen, die nach allem nur eine gewisse Verstärkung der Epirogenese der vorangegangenen Zeiten bedeuten. Über die sich hier ergebenden terminologischen Schwierigkeiten suche ich hinwegzukommen, indem ich von „synorogenetischen" Vorgängen spreche, d. h. von solchen, die der Zeit nach in eine orogenetische Phase entfallen und der Art nach an der Grenze der orogenetischen und epirogenetischen stehen. Teilt man die Vorgänge der Orogenese zu, soweit das Auftreten typisch orogenetischer Gefügeveränderungen des Untergrundes dieses noch irgend zuläßt, so verbleibt für die „Synorogenese" neben den auch dann noch zweifelhaften Grenzfällen zwischen Orogenese und Epirogenese im wesentlichen die (meist verstärkt) fortgehende Epirogenese der orogenetischen Erdphasen. — Es sind Vorgänge in den orogenetischen Erdphasen, die uns als epirogenetische erscheinen, — zum Teil es auch unter Zugrundelegung der vorgangsartlichen Definition (keine Veränderungen im tektonischen Gefüge des Untergrundes!) wirklich sind, zum Teil aber zur Blockgebirgsbildung, dem niedrigsten Typus der Orogenese, hinüberleiten.

Nachwort.

Zwischen dem Vortrage obiger Ausführungen und ihrer Drucklegung erscheint eine nachgelassene Arbeit von Th. Brandes über „Die varistischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands“[52]), in der er gleichfalls auf die Grenzfälle von Orogenese und Epirogenese, die etwa mit dem zusammenfallen, was ich oben als „Synorogenese“ bezeichnet habe, hinweist.

[52]) N. Jahrb., Beil. Bd. XLIII, 1919, S. 190 ff.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Februar 1920.

Vorstand

Vorsitzender:	Herr	Pompeckj.
Stellvertr. Vorsitzende	„	Rauff.
	„	Krusch.
Schriftführer	„	Bärtling.
	„	Schneider.
	„	Janensch.
	„	Seidl.
Schatzmeister	„	Picard.
Archivar	„	Dienst.

Beirat

Die Herren Frh. Stromer v. Reichenbach München, Tietze-Wien, Stille-Göttingen, Wichmann-Utrecht, Bergeat-Königsberg i. Pr., Drevermann-Frankfurt a. M.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Aachen, Aktien-Gesellschaft für Bergbau, Blei- und Zinkfabrikation zu Stolberg und in Westfalen, 1914, Aachen.

Aachen, Geologische Sammlung der Technischen Hochschule, 1907.

Abels, Josef, Dr., 1919. Freiburg i. B., Maria-Theresia-Straße 6.

Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Blaricum (Niederlande), Noolsche Weg, „de Kemel“ oder Wassenaar, Holland, Jepenlaan 2.

Alberti, Rudolf, Dr., 1914. Goslar (Harz), Reußstr. 2.

Albrecht, Emil, Diplom-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Gleiwitz, Wilhelmstr. 7.

Allisat, konz. Markscheider, 1920. Mülheim (Ruhr). Uhlandstr. 58.

Allorge, M. Marcel, 1908. Louviers, Normandie (France).

Altona (Elbe), Städtisches Museum, 1910. Altona (Elbe).

von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat a. D., 1873. München, Akademiestr. 13 II.

Andrée, Karl, Dr., Professor, 1902. Königsberg i. Pr., Brahmsstr. 19 I r.

Anholt, Fürstlich Salm-Salm'sche Generalverwaltung, 1914. Anholt (Westf.).

Aockerblom, Ottmar, cand. rer. mont., 1914. Clausthal (Harz).

Arlt, Hans, Dr., Bergassessor, 1911. Bonn, Joachimstr. 4.

Arndt, Heinrich, Dr., Assessor, 1909. München, NO II, Himmelreichstr. 3.

von Arthaber, G., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.

Aßmann, Paul, Dr., Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Aulich, Dr., Professor an der Maschinenbau- und Hüttenschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.

Baldermann, Walther, konz. Markscheider, 1919. Essen-Altenessen, Heßlerstr. 51.

Balkenhol, Joseph, Oberlehrer, 1914. Witten (Ruhr). Ruhrstraße 51.

Baelz, Bergassessor, 1914. Berlin W 9, Leipziger Str. 2. Handelsministerium.

Baltházar, Jean, Dr., 1907. Bonn, Koblenzer Str. 99.

Bamberg, Paul, Fabrikbesitzer, 1902. Wannsee bei Berlin, Kleine Seestraße 12.

Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, 41 rue Pascal.

Barsch, O., Dr., Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bärtling, R., Dr., Bezirksgeologe, Privatdozent, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Basedow, Herb., Dr., Chief Medical Inspector and Chief Protector of Aborigines, 1908. Kent-Town, Adelaide. Süd-Australien.

Baumann, L., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Adr. unbek.

Baumgärtel, Bruno, Dr., Professor, 1910. Clausthal (Harz).

Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).

Beck, Carl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.

B e c k e r, A., Lehrer a. Realprogymnasium, 1912. Staßfurt.
B e h l e n, H., Forstmeister, 1908. Kiel, Knooper Weg 37.
B e h r, Fritz, M., Dr., 1913. Cöln-Marienburg, Oberländer Ufer 192.
B e h r, Johannes, Dr., Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
B e h r e n d, Fritz, Dr., Geologe a. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
B e l o w s k y, Max, Dr., Professor, Privatdozent, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
B e n d e r, Gisela, Dr., 1919. Baden-Baden, Lichtentaler Allee 32.
B e r g, Georg, Dr., Bezirksgeologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
B e r g e a t, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg in Preußen XIII., Oberteichufer 12.
B e r g m a n n, W., Bergwerksdirektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.
B e r g t, Walter, Dr., Professor, Direktor des Museums für Vulkanologie und Länderkunde (Stübelstiftung) im Grassi-Museum, Privatdozent für Mineralogie und Petrographie an der Universität, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 121.
Berlin, Bibliothek der Technischen Hochschule, 1909. Charlottenburg.
Berlin, Geologisch-mineralogisches Institut der Landwirtschaftl. Hochschule, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 42.
Berlin, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1911. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
Berlin, Handbibliothek des Geologischen Landesmuseums, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Berlin, Technische Hochschule, Abt. f. Bergbau. Geologisches Institut, 1913. Charlottenburg.
Berlin, Verein der deutschen Kaliinteressenten, 1914. Berlin SW 11, Anhaltstr. 7.
Berlin, Verein der Studierenden der Geographie an der Universität Berlin, 1912. Berlin NW 7, Geographisches Institut der Universität, Georgenstr. 34/36.
B e r z, Karl C., Dr., Assistent, 1920. Adr. unbekannt.
B e u i n g, konz. Markscheider, 1919. Bochum, Gudrunstraße 19.

Beyer, Schulrat, Professor, Dr., 1911. Dresden 27, Kantstr. 2.

Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, Direktor der Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Beyschlag, Rudolf, Bergreferendar, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Haupt-Kadettenanstalt, Lehrerhaus.

von Bismarck, Landrat, 1898. Külz, Kreis Naugard.

Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Marburg i. Hess., Wilhelmsplatz.

Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse, 1905.

von Böckh, Prof., Dr., Ministerialrat, 1914. Budapest.

Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).

Boden, Karl, Dr., Geologe, Assistent am Geolog.-Paläontol. Institut der Universität, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.

Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1907. Bonn, Nußallee 2.

Born, Axel, Dr., Privatdozent der Geologie und Paläontologie, 1911. Frankfurt a. M., Geolog. Institut, Robert-Mayer-Str. 6.

Bornhardt, Geh. Oberbergrat, Vortragender Rat im Ministerium für Handel und Gewerbe, 1894. Charlottenburg, Dernburgstr. 49.

Borth, Deutsche Solvaywerke, Aktien-Gesellschaft, Abteilung Borth, 1910. Borth, Post Büderich, Kreis Mörs.

Bottenbroich, Akt.-Ges. Grube Graf Fürstenberg, 1914. Bottenbroich bei Frechen.

Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg-Handschuhsheim, Bergstr. 107.

Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Goslar a. H., Frankenberger Kloster.

Brauns, Reinhard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.

Braunschweig, Braunschweigisch-Lüneburgische Kammer. Direktion der Bergwerke zu Braunschweig, 1914. Braunschweig.

Bravo, José J., Professor, Direktor del Cuerpo de Ingenieros de Minas, 1908. Lima (Peru), Apartado 889.

Breslau, Deutscher Markscheiderverein, 1912. Breslau VIII, Goethestr. 69.

Breslau, Geologisches Institut der Universität, 1910.

Brinkmann, Hermann, konz. Markscheider, 1920. Essen-Borbeck, Neustr. 210.

Brinkmann, Roland, stud. geol., 1920. Freiburg i. Br., Oberau 55.

Briquet, Abel, Advocat à la cour d'appel, 1914. Douai (Nord), 44 rue Jean de Bologne.

Broili, Ferdinand, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.

Brück, Oberbergamtsmarkscheider, 1917. Dortmund, Leipziger Straße 16.

Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Bergakademie.

Brünn, Mineralog. Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule, 1916. Brünn.

Bucher, Walter, Dr., 1910. Cincinnati, Ohio, 2624 Eden Avenue.

Buchner, Luise, Dr. phil., 1919. Hannover-Kleefeld, Schellingstr. 1.

Bücking, Hugo, Dr., Professor, Direktor der Geol. Landesanstalt, 1873. Heidelberg, Marktplatz 3.

Budapest, Ungarisches Nationalmuseum, Mineralogische Abteilung, 1912. Budapest XVIII, Nationalmuseum, Asvanytár (Mineralogische Abteil.).

Budapest, Universitäts-Bibliothek, 1917. Budapest.

v. Bülow, E. U., Dr., 1916. Greifswald, Geolog. Institut der Universität.

von Bülow, Kurt, cand. geol., 1920. Greifswald, Geologisches Institut.

Buri, Theodor, Dr., Professor, 1917. Mannheim, Oberrealschule.

Burre, O., Dr., Geologe, 1910. Berlin N 4, Invalidenst. 44.

Busz, K., Dr., Professor, Geheimer Bergrat, 1904. Münster i. W., Heerdestr. 16.

Buxtorf, August, Dr., a. o. Professor, 1907. Basel, Grenzacher Straße 94.

Cahn, Gustav, Bergwerksbesitzer, 1912. Frankfurt a. M., Laarbachstr. 6 I.

Canaval, Richard, Dr., Berghauptmann und Hofrat, 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.

Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.

Carthaus, Emil, Dr., 1910. Halensee, Karlsruher Straße 31.

Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William Street, South Australia.

Cissarz, Arnold, stud. geol., 1920. Frankfurt a. M., Finkenhofstr. 29.

Clark, William Bullock, Dr., Professor, State Geologist für Maryland, 1885. Baltimore. John Hopkins University.

Clausthal, Oberbergamt, 1869.

Cloos, Hans, Dr., Professor, 1909. Breslau, Geolog. Institut, Schuhbrücke 38/39.

Cöthen, Grube Leopold b. Edderitz, Aktiengesellschaft, 1914. Cöthen i. Anh., Heinrichstr. 1.

Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum, 1908.

Correns, Carl, cand. geol., 1919. Berlin-Dahlem, Holtzmannstr.

Cramer, Rudolf, Dr., Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Crecelius, Th., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rheinhessen).

Cremer, G., Oberbergrat, 1914. Tecklenburg.

Cronacher, R., Dr. phil., Dipl.-Ingenieur, 1908. Berlin S 42, Gitschiner Straße 48.

Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. S. A.

Dahms, Albert, Bergassessor, 1909. Hannover, Geibelstraße 48 III.

Dammer, Bruno, Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.

Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin-Grunewald, Bismarckallee 11.

Darton, N. H., Geologist U. S. Geological Survey, 1904. Washington D. C.

Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Hofrat, Direktor der Badischen Geol. Landesanstalt, 1885. Freiburg i. B., Erwinstr. 37.

Deitert, August, konz. Markscheider, 1920. Gelsenkirchen, Alter Markt 3.

Delkeskamp, R., Dr., 1905. Frankfurt a. M., Königstraße 63.

Denckmann, August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Dender, Wilhelm, 1919. Köln, Hochstr. 125a.

De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.

Dienemann, Dr., Geologe, 1913. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Dienst, Paul, Dr., Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Diesel, Eugen, Dr., 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Dietrich, W., Dr., Assistent am Geol.-Paläont. Institut und Museum, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Dietz, C., Generaldirektor, 1908. Hannover, Landschaftstraße 8 I.

Dittmann, Kurt Emil, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1911. Essen (Ruhr), Dreilindenstr. 63 I.

de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, 44 rue de Bériot.

Dorn, Bezirkstierarzt, 1916. Ebermannstadt (Oberfranken).

Dortmund, Naturwissenschaftl. Verein, 1913. Dortmund, Märkische Str. 60.

Dresden, Bergwitzer Braunkohlenwerke, Aktiengesellschaft, 1914. Johann-Georgen-Allee 25 I.

Dreyer, Bernhard, Bergassessor, 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Duft, Bergrat, 1911. Berlin-Südende, Oehlertstr. 14.

Düsseldorf, Verein deutscher Eisenhüttenleute, 1906. Düsseldorf.

Dyhrenfurth, Günther, Dr., Professor, 1908. Breslau XII, Schloß Carlowitz.

Ebeling, Bergrat, 1894. Hannover, Hindenburgstr. 32.

von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4 B II.

Eck, Otto, Dr., 1908. Anschrift unbekannt.

Eisleben, Mansfeldsche Kupferschiefer bauende Gewerkschaft, 1914. Eisleben.

Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, 1908. Danzig, Faulgraben 4/5 II.

Emerson, Benjamin, Professor der Geologie an den Amherst and Smith Colleges, 1868. Amherst (Massach.), N.-A.

Enke, Ferdinand, Verlagsbuchhandlung, 1913. Stuttgart, Hasenbergsteige 3.

Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Professor, 1900. Hannover, Techn. Hochschule, Geolog. Institut.

Ermisch, Karl, Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Wansleben, Bez. Halle a. S.

Ernst, Gustav, Bergrat, 1909. Halberstadt, Seydlitzstraße 13 B.

Esch, Ernst, Dr., Kom.-Rat, 1893. Darmstadt, Roquetteweg 37.

Essen, Bergschule, 1914. Essen (Ruhr).

Essen, Bibliothek des Vereins für die bergbaulichen Interessen, 1907. Essen (Ruhr).

Essen, Naturwissenschaftliches Museum der Stadt Essen, 1914. Essen (Ruhr).

Ewald, Rud., Dr., wissenschaftlicher Mitarbeiter am Provinzialmuseum, 1910. Hannover, Lutherstr. 1.

Faura i Sans, Dr., Direktor der geologischen Landesuntersuchung von Katalonien, Professor an der Universität und der Landwirtschaftl. Hochschule, 1920. Barcelona, Rue de Valencia 234.

Felix, Johannes, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstraße 3.

Fels, Gustav, Dr., 1902. Eggenburg, Niederösterreich.

Felsch, Joh., Dr., 1908. Casilla 1559, Santiago (Chile), p. Adr. Prof. Meier.

Fenten, Joseph, Dr., Staatsgeologe, 1906. Buenos Aires, 1568 Casilla Correo.

Flegel, Dr., Bergassessor, 1913. Breslau, Oberbergamt.

Fliegel, Gotthard, Dr., Professor, Bezirksgeologe, Dozent an der Landwirtschaftl. Hochschule, 1898. Berlin-Lankwitz, Bruchwitzstr. 8 I.

Francke, M., Bergassessor a. D., Bergwerksdirektor, 1912. 1 London Wall Buildings, London E. C.

Franke, A., Oberlehrer, 1910. Dortmund, Junggesellenstraße 18.

Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin-Halensee, Auguste-Viktoria-Str. 7.

Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen, Kurhausstr. 5.

Frankfurt a. M., Geol.-paläontol. Institut der Universität, 1918.

Frebold, Georg, Dr., 1919. Hannover, Isernhagener Straße 48 III.

Fremdling, C., Oberbergamtsmarkscheider, 1910. Dortmund, Knappenberger Straße 108.

Fremery, Hermann, 1908. Adresse z. Z. unbekannt.

Frentzel, Alexander, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1906. Mühldorf bei Spitz (Donau), Niederösterreich.

Freudenberg, Wilh., Dr., Professor, 1907. Göttingen, Ob. Karspüle 43 I.

v. Freyberg, Bruno, Dr., 1919. Halle a. S., Geolog. Institut der Universität, Domstr. 5.

Freystedt, Landesbauinspektor, Regierungsbaumeister a. D., 1908. Liegnitz, Sophienstr. 38 I.

Fricke, Gustav, konz. Markscheider, 1920. Gerthe (Kr. Bochum).

Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Königsberg i. Pr., Luisenalle 39/41.

Fritzsche, Hellmut, Dr., 1919. Bonn a. Rh., Nußallee 2.

Fuchs, Alex., Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Fulda, Ernst, Bergassessor, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gäbert, Carl, Dr., Geologe, Montangeologisches Bureau, 1907. Leipzig, Inselstr. 2.

Gagel, Curt, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Ludwigsdorf, Kreis Neurode.

Geinitz, Eugen, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1877. Rostock.

Gelsenkirchen, Bergwerks-Aktiengesellschaft Consolidation, 1914. Gelsenkirchen.

Gerth, Heinrich, Dr., Professor, 1907. Bonn, Geolog. Institut, Nußallee.

Giebeler, Wilhelm, Prokurist der Firma Ernst Giebeler, Bergwerks-Effekten-Geschäft, 1914. Siegen i. Westf.

Gill, Adam Capen, Dr., 1891. Ithaca (New York), Cornell University.

Gleiwitz, Oberschlesische Eisen-Industrie, Aktiengesellschaft für Bergbau und Hüttenbetrieb, 1914. Gleiwitz.

Glöckner, Friedr., Dr., Dipl.-Ing., Bergwerksdirektor, 1909. Wächtersbach, Bez. Kassel.

Goebel, Fritz, Dr., 1920. Broistedt bei Braunschweig, postlagernd.

Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Hofrat, Professor und Präsident der geologischen Kommission von Kroatien-Slavonien, Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Zagreb), Kroatien.

Görlitz, Magistrat, 1914. Görlitz.

Goslar, Naturwissenschaftlicher Verein, 1904. Goslar a. H.

Gothan, Walter, Professor, Dr., Dozent an der Techn. Hochschule, Abt. f. Bergbau, Kustos, 1907. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.

Göttingen, Geologisches Institut der Universität, 1905.

Grabau, H., Dr., Professor, Oberlehrer a. D., 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.

Graf, Engelbert, Schriftsteller, 1911. Gera (Reuß). Prinzenplatz 2.

Grahmann, Rudolf, Dr., 1917. Leipzig, Talstr. 35.

Gräßner, P. A., Geheimer Oberregierungsrat, Generaldirektor a. D., 1889. Schlachtensee b. Berlin, Adalbertstraße 25 A I.

Gravelius, Dr., Professor an der Technischen Hochschule, 1905. Dresden-A., Reißigerstraße 13.

Graz, Geologisches Institut der Universität, 1913. Graz.

Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Stuttgart, Rotenbergstraße 5 II.

Gripp, Karl, Dr., Assistent am Mineralogischen Institut der Stadt Hamburg, 1919. Hamburg.

Gröber, Paul, Dr., 1907. Buenos Aires (Argentinien), 1241 Calle Maipú.

Gröbler, Bergrat, 1894. Wetzlar, Hausergasse 36.

Grosch, Paul, Dr., 1907. Ravensburg (Württemberg). Wagenerstr. 102.

von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München, Neuhauser Str. 51, Alte Akademie, Mineralogische Sammlung.

Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, Titlisstraße 60.

Grupe, Oskar, Dr., Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.

Gürich, Georg, Dr., Professor, Direktor des Mineralogischen Instituts, Mitarbeiter der Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Hamburg 5, Lübecker Tor 22.

Haack, W., Dr., Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Haarlem, Rijks Geologische Dienst, 1919. Haarlem, Niederlande, Spaarne 17.

Haarmann, Allan, Dr. jur., Regierungsrat a. D., Vorsitzender d. Vorst. d. Georgs-Marien-Bergw.- u. Hütten-Vereins, A.-G., 1916. Osnabrück, Hamburger Str. 7.

H a a r m a n n, Erich, Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1904. Berlin-Halensee, Küstriner Straße 11.

H a h n, F. Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.

H a h n e, August, Stadtschulrat, 1913. Stettin, Königsplatz 15.

H ä h n e l, Otto, Dr. phil., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Gr.-Lichterfelde, Jägerstraße 18 a.

Halberstadt, Naturwissenschaftlicher Verein, 1912. Halberstadt.

Halle a. S., Landwirtschaftliches Institut der Universität Halle-Wittenberg, 1910. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Str. 2.

Halle a. S., Oberbergamt, 1910.

H a l t e r n, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Wanne, Bismarckstr. 23.

H a m b l o c h, Anton, Dr.-Ing. h. c., Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.

Hamborn, Gewerkschaft Friedrich Thyssen, 1915. Hamborn a. Rh.

H a m m, Anton, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Dortmund, Wallrabestr. 13.

H a m m, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.

Hamm, Bergwerksgesellschaft Trier m. b. H., 1914. Hamm i. Westf.

Hannover, Alkaliwerke Ronnenberg, 1914. Hannover, Landschaftstraße 6.

H a r b o r t, Erich, Dr., Professor, Privatdozent, Bezirksgeologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

H a r d e r, Poul, Dr., Professor, 1910. Kopenhagen, V. Gl. Kongevey 157.

H a r k e r, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.

H a r r a s s o w i t z, Hermann L. F., Dr., Professor, 1905. Gießen, Mineralogisches Institut.

H a r t w i g, Georg, Dipl.-Bergingenieur, 1920. Berlin-Niederschönhausen, Blankenburger Straße 70.

v o n H a u g w i t z, Manfred, cand. phil., 1915. München, Kaulbachstr. 33.

H a u p t, O., Dr., Kustos an der Geol.-mineralogischen Abteilung des Hessischen Landesmuseums, 1907. Darmstadt, Lagerhausstr. 16 II.

Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Römer-Museum.
Heckel, M., Oberbergrat, Bergwerksdirektor, 1911. Vienenburg a. Harz.
Heidelberg, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1912. Heidelberg.
Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich 7, Hofstr. 100.
Heim, Fritz, Dr., Geologe, 1910. München, Georgenstraße 24 I.
Freifräulein v. Helldorf, Adda, 1911. Dresden, Dürerstraße 86 I.
Hemmer, A., Dr., 1917. Berlin W 8, Mauerstr. 35/37, D. P. G.
Henke, Wilh., Dr., Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.
Henneken, Theodor, konz. Markscheider, 1919. Wanne (Westfalen), Unser Fritzstr. 156.
Hennig, Edwin, Dr., Professor, 1908. Tübingen, Schloßberg 15.
Henning, Charles L., Bergingenieur, 1912. Denver, Colorado, U. S. A. 4922 W, 34th Avenue.
Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Zeil 48 I.
Hentze, Ernst, Dr., 1917. Berlin W 35, Körnerstr. 24, bei Laude.
Herbing, Dr., Bergreferendar, 1904. Halle a. S., Geseniusstr. 2.
Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Stephanienufer 17.
Hermann, Rud., Dr., 1904. (Mutter: Frau Prof. Hermann, Berlin SW 11 Schöneberger Ufer 37.)
Herne, Gewerkschaft Friedrich der Große, 1914. Herne in Westfalen.
Herzberg, Franz, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1909. Wien, Allgemeine Depositenkasse.
Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Bezirksgeologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
van der Heyden à Hauzeur, Louis, Generaldirektor 1903. Auby-lez-Douai, Dep. Nord (Frankreich), Compagnie Royale Asturienne des Mines.
Heydweiller, Erna, Dr., 1918. Charlottenburg, Berliner Straße 37/38.

H i b s c h, Jos. Em., Dr., Professor i. R., 1883. Wien XVIII/1, Erndtgasse 26 II.

Hindenburg, Donnersmarkhütte, Oberschlesische Eisen- und Kohlenwerke, Aktiengesellschaft, 1914. Hindenburg.

H i r s c h w a l d, Julius, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1898. Grunewald bei Berlin, Wangenheimstr. 29.

H l a w a t s c h, Carl, Dr., Volontär am Naturhist. Hofmuseum, Miner.-petrogr. Abteilung, 1907. Wien XIII/5, Linzer Str. 456.

H o f f m a n n, Guido, Dr., Geologe, 1916. Potsdam, Kronprinzenstr. 30.

H o f f m a n n, Karl, Berginspektor, 1910. Knurow (Oberschlesien).

Hohenlohehütte, Hohenlohe-Werke, Aktiengesellschaft, 1914. Hohenlohehütte (Oberschles.).

H ö h n e, Erich, Dr., Geologe, 1908. Berlin NW 21, Crefelder Str. 6 I.

Homberg (Niederrhein), Gewerkschaft Sachtleben, 1914. Homberg a. Rh.

Homberg (Niederrhein), Steinkohlenbergwerk „Rheinpreußen“, 1913. Homberg (Niederrhein).

H ö p p n e r, Wilhelm, Bergassessor, 1913. Düsseldorf, Kasernenstr. 18.

H o r n, Erich, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineral.-Geol. Institut, 1907. Hamburg, Lübecker Tor 22.

H o r n u n g, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr. 3.

H o t z, Walther, Dr., 1912. Basel (Schweiz), Schanzenstraße 27.

H o y e r, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.

H u c k e, Oberlehrer, 1917. Templin (Mark).

H u g, Otto, Dr., 1897. Bern, Belpstr. 42.

H ü l s e n b e c k, geb. Hoyermann, Thekla, Dr., 1913. Wulkow bei Altruppin (Mark).

H u m m e l, Karl, Dr., 1911. Gießen, Mineralog.-Geolog. Institut der Universität, Ludwigstr. 23.

H u n d t, Rudolf, Lehrer, 1920. Klosterfelde (Kr. Niederbarnim).

Freiherr v o n H u e n e (v. Hoyningen-Huene), Friedrich, Dr., Professor, 1899. Tübingen, Zeppelinstr. 10.

H u t h, W., Dr., Oberlehrer, 1912. Berlin N 65, Genter Straße 66 IV.

Innsbruck, Museum Ferdinandeum, 1915. Innsbruck.
Jaffé, Richard, Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur und Markscheider, 1911. Frankfurt a. M., Gärtnerweg 40.
Jaekel, Otto, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1884. Greifswald, Fischstraße 18.
Janensch, Werner, Dr., Professor, Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Johow, Paul, Bergrat, 1914. Buer i. W.
Jung, Gust., Kommerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebersbach, Nassau.
Jüngst, Hans, stud. geol., 1919. Berlin W 10, Friedrich-Wilhelm-Str. 5.
Just, Wilhelm, Hauptlehrer, 1890. Zellerfeld (Harz).
Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Gartenstraße 28.
Kaiser, Otto, konz. Markscheider, 1920. Kray bei Essen (Ruhr), Essener Str. 15.
Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor u. Museumsdirektor i. R., Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A. 24, Nürnberger Straße 48.
Kammrad, Gerhard, Dr., Oberlehrer, 1914. Berlin N 20, Uferstr. 10.
Karlingen, Saar- und Mosel-Bergwerks-Gesellschaft, 1914. Karlingen, Lothringen.
Karlsruhe, Geol.-Mineralog. Institut der technischen Hochschule, 1915.
Kattowitz, Fürstlich Plessische Bergwerksdirektion, 1914. Kattowitz.
Kattowitz, Generaldirektion der Schlutiuswerke, 1914. Kattowitz, Holteistr. 29.
Kattowitz, Kattowitzer Aktien-Gesellschaft für Bergbau und Eisenhüttenbetrieb, 1905. Kattowitz.
Kattowitz, Oberschlesischer Berg- und Hüttenmännischer Verein, E. V., 1919. Kattowitz.
Katzer, Friedrich, Dr., Regierungsrat, Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geologischen Landesanstalt, 1900. Sarajevo (Filialpost).
Kaufholz, Dr., Professor, Oberlehrer, 1893. Goslar, Vogelsang 4.
Kaunhowen, F., Dr., Professor, Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kaunhowen, Walter, stud. geol., 1920. Berlin-Pankow, Pestalozzistr. 4.
Kautsky, Fritz, cand. geol., 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1867. München, Giselastr. 29 I.
Kegel, Wilhelm, Dr., Geologe an der Geol. Landesanstalt, 1913. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Keidel, H., Dr., Staatsgeologe, Chef der Sección Geología (d. División de Minas, Geología é Hidrología), 1909. Buenos Aires, Calle Maipú 1241.
Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent an der Geologischen Landesanstalt, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Keinhorst, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Günnigfeld bei Gelsenkirchen, Kirchstr. 64.
Kemmerling, G. L. L., Dipl.-Bergingenieur, 1910. Maastricht (Holland).
Kempner, M., Geh. Justizrat, Vorsitzender des Kalisyndikats, G. m. b. H., 1914. Berlin W 8, Taubenstr. 46.
Keßler, Paul, Dr., Privatdozent, 1907. Tübingen, Geol. Institut der Universität.
Keyßer, Carl, Dr., Dipl.-Bergingenieur, Bergwerksdirektor, 1909. Eisleben, Markt 56.
Kiel, Universitäts-Bibliothek, 1915. Kiel.
Kirste, Ernst, Rektor, 1910. Altenburg, Roonstr. 1
Kißling, E., Dr., Professor, 1915. Berlin W 8, Mauerstraße 35/36. (Deutsche Petrol.-Akt.-Ges.).
Klähn, Hans, Dr., 1910. Freiburg i. B., Schweighofstr. 17.
Klautzsch, Adolf, Dr., Professor, Landesgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Klein, W. C., Dr., Geoloog bij de Bataafsche Petroleummaatschappij, 1910. Haag (Niederlande) B. P. M., Carel v. Bylandtlaan.
Klemm, Gustav, Dr., Bergrat, Professor, Hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
Klewitz, Otto, Bergassessor, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Klinghardt, Franz, Dr., 1910. Greifswald, Karlsplatz 3 I.
Kliver, Karl, konz. Markscheider, 1919. Bochum, Schillerstr. 37.
Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.

Knepper, Gust., Bergwerksdirektor, 1914. Bochum VII, Steinstr. 49.

Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach (Mosel).

Koch, Max, Dr., Professor, Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W 30, Frankenstr. 7.

Köhler, William, Bergrat, 1914. Recklinghausen. Friedhofstr. 1.

Koehne, Werner, Dr., Geologe, 1902. Berlin W 66, Landesanstalt für Gewässerkunde, Wilhelmstr. 80.

Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Bergakademie, Oberbergrat, 1901. Freiberg (Sachsen).

Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.

v. Komorowicz, M., Dr., Regierungsgeologe, 1911. Adresse unbekannt.

Koenigsberger, Joh., Dr., Prof., 1911. Freiburg i. B., Erwinstr. 3.

Köplitz, W., Dr., konz. Markscheider, 1920. Herne. Hotel Meinhardt.

Koritschoner, F., Dr., Montanistischer Beirat der Depositenbank, 1914. Wien I, Teinfaltstraße.

Korn, Joh., Dr., Professor, Landesgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Koroniewicz, Paul, Dr., 1910. Warschau, Geologisches Institut des Polytechnikums.

Koert, Willi, Dr., Professor, Landesgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kossmat, Fr., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Sächsischen Geol. Landesanstalt, 1913. Leipzig. Talstr. 35.

Kraft, Philipp, Dr.-Ing., 1914. 919 Agden Avenue, New York, City.

Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Dozent an der Techn. Hochschule, Abt. f. Bergbau, 1889. Berlin W 15, Meineckestr. 8.

Kraisz, Alfred, Dr., Geologe der Deutschen Erdöl-A.-G., 1909. Berlin W 62, Kurfürstenstr. 112. Deutsche Erdöl-A.-G., Geol. Abt.

Kraencker, Jakob, Dr., Oberlehrer, 1907. Straßburg (Elsaß), Graumannsgasse 11.

Krantz, Fritz, Dr., Teilhaber der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.

Kranz, W., Dr., Major a. D., 1909. Stuttgart, Heusteigstr. 56 I.

Kraus, Ernst, Dr., 1917. Königsberg i. Pr., Lobeckstraße 8.

Krause, Carl, Dr.-Ing., Beratender Bergingenieur, 1910. Adresse unbekannt.

Krause, Paul Gustaf, Dr., Professor, Landesgeologe, Privatdozent, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.

Krenkel, E., Dr., Professor, 1907. Leipzig, Ferdinand-Rohde-Str. 7 II r.

Kretschmer, Franz, Bergingenieur u. Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).

Krollpfeiffer, Georg, Dr., 1910. Berlin SW 11, Großbeerenstr. 86 III.

Krumbeck, Lothar, Dr. Professor, 1912. Erlangen.

Krümmer, Dr., Bergreferendar, 1914. Bonn, Oberbergamt.

Krusch, Paul, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent a. d. Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Kühn, Benno, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Kukuk, Bergassessor, Geologe der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 1907. Bochum, Bergschule.

Kumm, August, Dr., Assistent, 1911. Braunschweig, Technische Hochschule.

Kummerow, E., Mittelschullehrer, 1912. Brandenburg (Havel), Haslunger Straße 49.

Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, Beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Berlin-Steglitz, Hohenzollernstr. 3.

Kurtz, Professor, Dr., Gymnasialoberlehrer, 1912. Düren, (Rhl.), Aachener Str. 30.

Kuse, Fritz, cand. geol., 1919. Charlottenburg, Horstweg 6.

Lang, Richard Dr., Professor, Privatdozent, 1909. Halle (Saale), Schillerstr. 13 II.

Laufhütte, Heinrich, konz. Markscheider, 1920. Recklinghausen, Reitzensteinstr. 21.

Lehmann, E., Dr., 1908. Halle (Saale), Domstr. 5.

Lehmann, P., Dr., Professor, Geheimrat, Dozent für Erdkunde an der Universität, 1898. Leipzig, Kantstraße 15.

Lehner, A., Dr., Assistent am Mineralog.-Geolog. Inst., 1917. Würzburg.

Leichter-Schenk, Dipl.-Bergingenieur, 1914. Borna, Bez. Leipzig, Altenburger Straße 6/8.

Leidhold, Clemens, Dr., 1912. Wietze (Kr. Celle).

Leipzig, Geolog.-Paläontolog. Institut der Universität, 1916. Leipzig, Talstr. 35.

Leopoldshall-Staßfurt, Anhaltische Salzwerks-Direktion. 1912.

Leppla, August, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1881. Wiesbaden, Neuendorfer Str. 2.

Leuchs, Kurt, Dr., Privatdozent, 1907. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Liebrecht, F., Dr., 1909. Lippstadt (Westf.).

van Lier, Bergingenieur, 1907. Adresse unbekannt.

Lindemann, A. F., 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).

von Linstow, Otto, Dr., Professor, Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Lissón, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).

von Loesch, Karl Christian, Dr. phil., Referendar a. D., 1907. Berlin W, Kurfürstendamm 202, Pension Zwick.

Löscher, Wilhelm, Dr., Realgymnasialdirektor, 1909. Essen, Heinickestr. 6

Lotz, Heinrich, Dr., Bezirksgeologe a. D., 1898. Berlin-Dahlem, Ehrenbergstr. 17.

Loewe, L., Dr., Bergrat, Direktor der Kaliwerke Konow und Friedrich Franz, 1910. Lübtheen (Mecklenburg).

Ritter von Lozinski, Walery, Dr., Bibliothekar, 1907. Krakau, Wolska 14.

Lüdemann, Karl, Wissenschaftl. Mitarbeiter der Werkstätten für wissenschaftliche Präzisionsinstrumente von Max Hildebrand, 1919. Freiberg i. Sa., Albertstr. 26.

Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa.), 708 Locust Street, U. S. A.

Macco, Albr., Bergassessor und Berginspektor a. D., Privatdozent, 1897. Cöln-Marienburg, Leyboldstr. 29.

Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe und Direktor von Danmarks geologiske Undersögelse, 1892. Kopenhagen V., Kastanievej 10.

Maier, Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), 1559 Casilla.

Marburg, Geol. Institut der Universität, 1918. Marburg (Bez. Cassel).

von Marées, Bergassessor, 1919. München-Gladbach, Niederrhein. Licht- und Kraftwerk, A.-G.

M a r t i n , J., Dr., Professor, Direktor d. Naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.

M a r x , Walfried, Rechtspraktikant a. D., cand. geol., 1913. Freiburg i. B., Mercystr. 2.

M a s c k e , Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.

Fürst M a t s c h a b e l l i , Georg, Dipl.-Bergingenieur, 1912. Tiflis, Georgien.

Graf von M a t u s c h k a , Franz, Dr., 1882. Berlin-Schöneberg, Innsbrucker Str. 44 I.

M c C l e l l a n d H e n d e r s o n , J., Dr., Bergingenieur, 1895. London E. C., 4 Bishopsgate.

M e d o n , G. H., 1912. Berlin-Zehlendorf, Georgstr. 6.

M e i g e n , W., Dr., Professor, 1913. Freiburg i. B., Hildastr. 54.

M e i s t e r , Ernst, Dr., Geologe, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

M e n t e n , Hubert, 1911. Adresse unbekannt.

M e r z b a c h e r , Gottfried, Dr., Professor, 1906. München, Möhlstr. 25.

M e s t w e r d t , Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

M e y e r , Erich Oskar, Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.

M e y e r , Hermann, Betriebsassistent am Gas- und Wasserwerk, 1920. Saalfeld (Saale).

M i c h a e l , Richard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

M i l c h , Ludwig, Dr., Prof., 1887. Breslau, Landsbergstraße 12

M ö h r i n g , Walther, Dr., Geologe der Compañia Argentina de Perforaciones, 1909. Buenos Aires (Argentinien), Calle 25 de Mayo 293.

M o l e n g r a a f f , G. A. F., Dr., Professor, 1888. Delft, Kanaalweg 8.

M o e l l e r , Hanni, Frau, 1920. Berlin W 9, Königin-Augusta-Str. 6.

M o n k e , Heinrich, Dr., 1882. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Straße 7.

Montreal, *Canada*, *Library*, *Mc. Gill University*, 1913. Montreal (Canada).

M r a z e c , Ludovic, Dr., Professor, Direktor der Königl. Rumänischen geologischen Landesanstalt, 1912. Bukarest, Callea Vittorici.

Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Königl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Wallstr. 15.
von zur Mühlen, L., Dr., Geologe, 1917. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
Müller, Joseph, Dr., Geologe, 1918. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Müller, Otto, Bergrat, 1916. Wiesbaden, Juliusstr. 2.
Müller-Herrings, Paul, Bergassessor, 1909. Berlin-Lankwitz, Berncasteler Str. 16.
Multer, H. F., Tiefbohrunternehmer, 1910. Königslutter (Braunschweig), Lindenstr. 5.
München, Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts, 1905. Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Hasenbergsteige 1.
Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Zeil 114.
Naumann, Ernst, Dr., Professor, Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Neunkirchen, Gebrüder Stumm, G. m. b. H., 1914. Neunkirchen (Saar).
Neuroder Kohlen- und Tonwerke, 1914. Neurode (Schl.).
Neuwelzow, Eintracht, Braunkohlenwerke und Brikettfabriken, 1914. Neuwelzow (Nieder-Lausitz).
Neu-Weißstein, Verwaltung der Steinkohlenbergwerke Cons. Fuchsgrube zu Neu-Weißstein und David zu Konradsthal, 1914. Neu-Weißstein, Post Altwasser in Schlesien.
Niederschelden, Gewerkschaft Alte Dreisbach in Niederschelden-Sieg, 1914. Niederschelden (Sieg).
Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Wien, Geol. Hofmuseum, Burgring 7.
Baron Nopcsa, Franz, Dr., 1903. Wien I, Singerstr. 12.
Noetling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Baden-Baden, Bismarckstr. 23.
Nowak, Ernst, Dr., Assistent an der Lehrkanzel für Geologie der Montanistischen Hochschule, 1919. Leoben.
Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1882. München, Techn. Hochschule, Arcisstr. 21.
Oberhausen, Gutehoffnungshütte, Aktienverein für Bergbau und Hüttenbetrieb, 1914. Oberhausen, Rheinland.
Oberste Brink, K., Dr., Markscheider, 1912. Gelsenkirchener Bergwerks-Aktiengesellschaft, Gelsenkirchen.
Obst, E., Dr. Professor, 1909. Breslau, Parkstr. 45.

Öhmichen, H., Dipl.-Ingenieur, Bergingenieur, 1899. Frankfurt a. M., Metallbank, Bockenheimer Anlagen 45.
Ollerich, Ad., 1891. Hamburg, Rontzelstr. 70 IV.
Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.
Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. B.
Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht, Wilhelminapark 5.
Overhoff, Ewald, Konz. Markscheider, 1920. Witten a. d. Ruhr, Schulstr. 42.
Paeckelmann, Werner, Dr., Geologe, 1914. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Naxos (Griechenland).
v. Papp, Karl, Dr., Professor, Geologe an der Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest VIII., Mehmed Szultan-Ut 4 a.
Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Seminar für Geographie, Hamburg 36, Edmund-Siemers-Allee.
Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.
Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Instituts für Meereskunde und des Geographischen Instituts der Universität, 1878. Berlin NW 7, Georgenstraße 34/36.
Person, Paul, Kaufmann, 1901. Hannover, Georgstr. 13.
Petrascheck, Wilhelm, Dr., Professor, 1901. Leoben, Steiermark, Montanistische Hochschule.
Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).
Philipp, Hans, Dr., Professor, 1903. Greifswald, Romstraße 19.
Philippson, Alfred, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat. 1892. Bonn, Königstr. 1.
Picard, Edmund, Dr., Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Pietzsch, Kurt, Dr., Landesgeologe, 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.
Pilz, R., Dr., Dipl.-Ingenieur, 1913. Wien IV, Schwarzenbergplatz 12.
Pittsburgh (Pennsylvania), Carnegie-Museum, 1911.
Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftliche Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.
Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag, Albertov 6.
Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.

Pohlschmidt, Ferdinand, Oberbergamtsmarkscheider, 1920. Dortmund, Liebigstr. 10.

Pollack, Vincenz, Professor a. d. Technischen Hochschule, 1914. Wien III, Barmherzigengasse 18.

Polster, Geh. Bergrat, 1896. Weilburg.

Pompeckj, Jos. F., Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Pontoppidan, Harald, Dr., 1907. Hamburg, Claus-Groth-Str. 12.

Porro, Cesare, Dr., 1895. Mailand, 4 Via Cernuschi.

Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1876. Rom, Museo geologico della Università.

Prag, Geologisches Institut der Deutschen Universität, 1911. Prag II, Weinberggasse 3.

Pratje, Otto, cand. geol., 1919. Berlin NW 23, Altonaer Str. 22, Ghs.

Pressel, K., Dr., Professor, 1907. München, Herzogstraße 64 III.

Prinz, E., Zivilingenieur, 1916. Berlin W 15, Meierottostraße 5.

Quaas, Arthur, Dr., 1902. Ligneuville, Kr. Malmedy.

Quelle, Otto, Dr., Privatdozent, 1903. Bonn, Kurfürstenstraße 66.

Quiring, H., Dr., Dr.-Ing., Bergassessor, Geologe, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Radoslawow, Bogumil M., Dipl.-Bergingenieur, Berghauptmann, 1914. Sofia, Boulevard Ferdinand 54.

Raeffler, Friedrich, Dr., Bergassessor, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Amalienstraße 67.

Range, Paul, Dr., Regierungs- und Bergrat, Mitarbeiter der Geol. Landesanstalt, 1905. Berlin-Lichterfelde, Flotowstr. 1 I.

Rassmuss, Hans, Dr., Staatsgeologe, 1910. Buenos Aires (Argentinien), 1241 Calle Maipú.

Ratzel, Albert, Dr., 1919. Heidelberg, Geol. Institut.

Rau, K., Dr., Oberförster, 1905. Bermaringen, O.-A. Blaubeuren (Württemberg).

Rauer, Philipp, Dipl.-Ingenieur, 1913. Adresse z. Z. unbekannt.

Rauff, Hermann, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1877. Charlottenburg, Leibnizstr. 91.

Reck, Hans, Dr., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43, Geol. Institut der Universität.

Recklinghausen, Staatliche Bergwerksdirektion, 1914. Recklinghausen.

Baron von Rehbinder, Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 15.

Reinisch, Dr., Professor, Landesgeologe, 1905. Mockau b. Leipzig, Hauptstr. 65.

Reiser, K., Dr., Professor, 1906. Kempten (Allgäu). Wilhelmstr. 93.

Renz, Carl, Dr., Privatdozent, Professor, 1903. Zurzeit München, Hotel Bayerischer Hof.

Rettschlag, Walter, stud. geol., 1920. Bernau (Mark), Börneckerstr. 16.

Reuning, Ernst, Dr., Prokurist der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, 1910. Swakopmund.

Richarz, Steph., Dr., 1919. Bischofshofen (Salzburg). St. Rupert.

Richter, Rudolf, Dr., Oberlehrer, 1907. Frankfurt a. M., Feldbergstr. 30.

Riedl, Emil, Lehrer, 1911. Körbelsdorf (Post Pegnitz, Oberfr.).

Rimann, E., Dr., Dipl.-Bergingenieur und Dipl.-Markscheider, 1908. Dresden, Techn. Hochschule, Min.-Geol. Institut.

Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineralog.-Institut der Universität, Talstraße 38.

Röchling, W., Bergassessor, 1908. Anschrift unbekannt.

Rödel, Hugo, Studienrat, Dr., 1919. Frankfurt a. O., Sophienstraße.

Roedel, Sebastian, Professor, Direktor der Realschule, 1919. Fürth i. Bayern, Kaiserstr. 94.

Röhrer, Friedr., Dr., 1910. Pforzheim, Zähringer Allee 56.

Romberg, Jul., Dr., 1889. Bensheim (Hessen), Schönberger Str. 68.

Ruda, Gräfl. von Ballestremsche Güterdirektion, 1914. Ruda (Oberschl.).

Rudolph, Karl, Bergassessor, 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Rumpf, Joh., Dr., Hofrat u. Hochschulprofessor i. R., 1876. Piber b. Graz (Steiermark).

Rutten, L., Dr., 1907. Soerabaja, Java, Shanghai und Hongkong Bank.

Saarbrücken, Bergschule, 1918.

Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. First Chance Mining Company, Carnet (Montana).

Salfeld, H., Dr., Professor, Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1905. Göttingen, Geol. Institut.

Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1891. Heidelberg, Geologisches Institut der Universität. Hauptstr. 52 II.

Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand der Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Mineralog.-Geol. Institut der Technischen Hochschule, Seestr. 124.

Sauerbrey, Erich, konz. Markscheider, 1920. Karnap, Landkreis Essen.

Scheffer, Dr.-Ing., Bergassessor, 1912. Frankfurt a. M., Eysseneckstr. 20 (Tellus A.-G.).

Scheibe, Robert, Dr., Geh. Bergrat, Professor, 1885. Charlottenburg, Techn. Hochschule, Abt. f. Bergbau.

Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstr. 7.

Scherber, P., Dr., Geh. Admiralitätsrat a. D., 1911. Würzburg, Schönlenistr. 6.

Schindewolf, Dr., Assistent am Geol.-Paläont. Institut, 1920. Marburg (Lahn).

Schlafke, Otto, Bergassessor, 1913. Gr.-Giesen bei Hildesheim, Kaliwerk „Siegfried".

Schlagintweit, Otto, Dr., Privatdozent, 1907. Würzburg, Scheffelstr. 3 I.

Schlenzig, J., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Berlin NW, Kirchstr. 1.

Schlippe, O., Dr., 1886. Leipzig-Gohlis, Menckestr. 18.

Schloßmacher, K., Dr., Geologe, 1912. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmeißer, Karl, Dr.-Ing. h. c., Wirkl. Geh. Oberbergrat, Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau, Kaiser-Wilhelm-Platz.

Schmidle, W., Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden), Waldstr. 15.

Schmidt, Axel, Dr., Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstr. 56.

Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6/7.

Schmidt, Martin, Dr., Professor, Landesgeologe. 1896. Stuttgart, Büchsenstr. 56 II.

Schmidt, W. Erich, Dr., Bezirksgeologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmierer, Th., Dr., Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schmitz, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Rotthausen (Kreis Essen), Wiehagenstr. 5.

Schnarrenberger, Karl, Dr., Landesgeologe, 1904. Freiburg i. B., Bismarckstr. 7.

Schneider, Otto, Dr., Professor, Kustos an der Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schneiderhöhn, Hans, Dr., Privatdozent, 1911. Frankfurt a. M., Robert Meyerstr. 6.

Schöndorf, Dr., Professor, Privatdozent, 1911. Hannover, Theodorstr. 3a.

Schöppe, W., Dr.-Ing., Bergwerksdirektor, 1907. Wien VI, Gumpendorfer Straße 8.

Schornstein, Waldemar, Dipl.-Ingenieur, Bergreferendar, 1919. Waldenburg (Schles.), Ring.

Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 79.

Schreiter, Rud., Dr. phil., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineralog. Museum, 1912. Freiberg i. Sa., Schützenstr. 7 II.

Schröder, Henry, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schucht, F., Dr., Professor, Landesgeologe, Dozent an der Landwirtschaftl. Hochschule, 1901. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Schuh, Friedr., Dr., 1911. Rostock, Geol. Institut der Universität.

Schulte, Ludw., Dr., Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schulze, Gustav, Dr., 1907. Adresse unbekannt.

Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.

Schünemann, Ferdinand, Oberbergrat, 1905. Zellerfeld (Harz).

Schwartmann, Markscheider, 1918. Wattenscheid, Nordstr. 90.

Schwarz, Hugo, Dr., 1907. Warschau, Jasna 30.

Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, 1908. Hannover, Podbielskistr. 16.

S c h w e r t s c h l a g e r, Jos., Dr., Professor, 1908. Eichstätt (Mittelfranken).

S c i p i o, W., Regierungsassessor a. D., 1906. Mannheim N 5.

S c u p i n, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Mühlweg 48.

S e i d l, Erich, Regierungsrat, 1910. Berlin NW 23, Altonaer Str. 35.

von S e i d l i t z, W., Dr., Professor, 1906. Jena, Reichardstieg 4.

S e i t z, Otto, Dr., Assistent an der Geol. Landesanstalt, 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

S e l i g m a n n, Gustav, Dr., Bankier, 1873. Koblenz, Neustadt 5.

S e l l e, V., Dr., Bergassessor a. D., 1909. Potsdam, Sophienstraße 3.

S e m m e l, Joh., Bergassessor, 1910. Teplitz, Böhmen, Pension Ölbaum.

S e m p e r, Max, Professor, Dr., Dozent a. d. Techn. Hochschule, 1898. Aachen, Technische Hochschule.

S i e b e r, Hans, Dr., Seminarlehrer, 1908. Bischofswerda, Bautzener Str. 70.

Siegen, Siegener Bergschulverein, E. V., 1910.

Silberg, Gewerkschaft Grube Glanzenberg, 1914. Silberg, Post Welschenennest.

S i m o n, A., Bergwerksdirektor, 1914. Beendorf bei Helmstedt.

S i m o n, Arthur, Dipl.-Ingenieur, Bergingenieur, 1919. Goslar, Oberer Triftweg 27.

S i m o n s, Herbert, cand. ing., 1910. Düsseldorf, Königstraße 6.

S ö h l e, Ulrich, Dr., Privatdozent, Dipl.-Bergingenieur, 1891. Braunschweig, Humboldtstr. 24 II.

S o l g e r, Friedr., Dr., Professor, Privatdozent, 1900. Berlin N, Reinickendorfer Str. 4.

S o m m e r m e i e r, Leopold, Dr., 1908. Berlin W 8, Mauerstr. 35—37.

S o e r g e l, Wolfgang, Dr., Privatdozent, 1909. Tübingen, Geolog. Institut.

S p a n d e l, Otto, 1910. Nürnberg, Verlag des General-Anzeigers für Nürnberg-Fürth.

S p i t z, Wilhelm, Dr., 1907. Freiburg i. B., Bad. Geol. Landesanstalt, Bismarckstr. 7/9.

S p u l s k i, Boris, Dr., 1909. Kiew, Rußland, Universität, Geologisches Kabinett.

Stach, Erich, stud. geol., 1920. Berlin-Pankow, Wollankstraße 117.

S t a h l, A. F., Bergingenieur, 1899. St. Petersburg, Gontscharnaja 13.

S t a p p e n b e c k, Richard, Dr., Staatsgeologe, 1904. Salzwedel, Burgkaffee.

S t e e g e r, A., Mittelschullehrer, 1914. Kempen (Rheinl.), Vorsterstr. 10.

S t e i n, Karl, konz. Markscheider, 1920. Gelsenkirchen II, Grillostr. 69.

S t e i n m a n n, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.

S t e u e r, Alex., Dr., Professor, Bergrat, Hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Herdweg 110.

S t i e l e r, Karl, Dr., Assistent am Geol. Institut, 1919. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

S t i l l e, Hans, Dr., Professor, 1898. Göttingen, Geol. Institut der Universität, Herzberger Chaussee 55.

S t ö b e r, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Universität, rue de la roseraie.

S t o l l e r, J., Dr., Bezirksgeologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

S t o l l e y, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.

Straßburg i. E., Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Straßburg, 1909. Straßburg i. E., Blessigstr. 1.

S t r e m m e, Hermann, Dr., Professor, 1904. Danzig-Langfuhr, Technische Hochschule, Mineralog.-Geolog. Institut.

S t r o m e r v o n R e i c h e n b a c h, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

S t r u c k, Rud., Dr. med., Professor, 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.

S t ü r t z, B., Mineralog. und paläontolog. Kontor, 1876. Bonn, Riesstr. 2.

Stuttgart, Geologische Abteilung des Statistischen Landesamts, 1903.

S t u t z e r, O., Dr., Professor, 1904. Freiberg i. Sa.

S u e ß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien I, Landesgerichtsstraße 12.

Taeger, Heinr., Dr., Privatdozent, 1910. Wien XIX, Billrothstr. 39 (Villa B.).

Tarnowitz, Oberschlesische Bergschule, 1905.

Thiem, Günther, Dr.-Ing., Zivilingenieur, 1911. Leipzig, Hillerstr. 9.

Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstr. 27.

Thürach, H., Dr., Bad. Bergrat und Landesgeologe, 1885. Freiburg i. B.-Günterstal, Schauinslandstr. 8.

Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der Geol. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.

Tille, Dipl.-Ingenieur, 1912. Halle a. S., Krausenstr. 24.

Tilmann, Norbert, Dr., Professor, 1907. Bonn, Nußallee 2, Geol.-Paläont. Institut der Universität.

Tobler, August, Dr., Abteilungsvorsteher am Naturhistor. Museum, 1907. Basel, Augustinergasse 5.

Tornow, Maximilian, Dr., Bergassessor, 1913. Berlin-Wilmersdorf, Nestorstr. 54.

Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Graz (Steiermark), Techn. Hochschule.

Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien, Burgring 7.

Uhlemann, Alfred, Oberlehrer, Mitarbeiter der Sächs. Geol. Landesanstalt, 1910. Plauen i. Vogtl., Blücherstraße 12.

Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O 17, Fruchtstraße 6.

Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.

Unter-Eschbach, Akt.-Ges. des Altenbergs (Vieille Montagne, Abt. Bensberg), 1914. Unter-Eschbach.

Vacek, Michael, Dr., Chefgeologe und Vizedirektor der Geol. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Vater, Heinrich, Dr., Professor, Geh. Forstrat, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.

Vischniakoff, N., 1876. Berlin W, Unter den Linden 62, Pension Fritz.

Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstr. 3.

Vogt, J. H. L., Dr., Professor, 1891. Trondjem, Norwegen, Technische Hochschule.

Voit, Friedrich W., Dr., Bergdirektor, 1901. Charlottenburg 5, Riehlstr. 19.

Volz, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1894. Breslau XVI, Wilhelmsruh 5a.

Vorbrodt, Wilhelm, konz. Markscheider, 1920. Wanne-Röhlinghausen, Roonstr. 2.

Vossieck, konz. Markscheider, 1920. Katernberg, Landkreis Essen.

Wagner, Hans, Assistent am Deutschen Entomologischen Museum, 1919. Berlin-Dahlem.

Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.

Wagner, Willy, Dr., 1911. Münster a. St., Villa Rotenfels.

Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Kassel, Opernplatz.

Waldenburg i. Schl., Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hilfskasse, 1864. Waldenburg (Schles.), z. H. der Direktion der Niederschlesischen Bergschule.

Walther, Joh., Dr., Geh. Reg.-Rat, Professor. 1883. Halle a. S., Domstr. 5.

Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Camino Millan 376.

Wanner, J., Dr., Professor, 1907. Bonn, Geologisches Institut, Nußallee 2.

Warmbrunn, Reichsgräflich Schaffgotsch'sche Majoratsbibliotkek, 1910. Warmbrunn i. Schl.

Wattenscheid, Rheinische Stahlwerke, 1914. Wattenscheid.

Weber, Emil, Dr., 1881. Schwepnitz i. S.

Weber, Maximilian, Dr. phil. et med., Professor, 1899, München, Gabelsberger Str. 36 III.

Wedding, Friedr. Wilhelm, Bergreferendar, 1907. Steele (Ruhr), Lindemannstr. 32.

Wedekind, Rudolf, Dr., Professor, 1907. Marburg.

Weg, Max, Buchhandlung und Antiquariat, 1914. Leipzig, Königstr. 3.

Wegner, Th., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.

Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Freiburg i. B., Maximilianstr. 30.

Weigelt, Johannes, Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1919. Halle a. S., Wielandstr. 22 I.

Weingärtner, P. Reginald, M., O. P., 1912. Vechta, Oldenburg, Missionsschule der Dominikaner.

Weise, E., Professor, 1874. Plauen i. Vogtl.

W e i s e r , Friedr. Moritz, Oberlehrer, 1910. Chemnitz, Südbahnstr. 2.

W e i s s e r m e l , Waldemar, Dr., Professor, Privatdozent, Landesgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

W e i ß , Arthur, Dr., Physiker am Technikum, 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 9 part.

W e n t z e l , Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Warnsdorf (Böhmen), 1. Bezirk, Zollstraße 10.

W e n z , Wilhelm, Dr., Oberlehrer, 1920. Frankfurt a. M., Gwinnerstr. 19.

W e p f e r , Emil, Dr. phil., Professor, 1908. Freiburg i. B., Jacobistr. 56.

W e r t h , Emil, Dr., Professor, Kartograph der Preuß. Landesaufnahme, 1908. Berlin-Wilmersdorf, Binger Straße 17.

van W e r v e k e , Leopold, Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1879. Gengenbach bei Offenburg (Baden), Hauptstr. 17.

Westeregeln, Consolidierte Alkaliwerke, Akt.-Ges. für Bergbau und chemische Industrie, 1914. Westeregeln, Bez. Magdeburg.

W e t z e l , Walter, Dr., Privatdozent, 1910. Kiel, Mineralog. Institut, Schwanenweg.

Wetzlar, Buderussche Eisenwerke, 1914. Wetzlar.

W i c h m a n n , Arthur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.

W i c h m a n n , R., Dr., Geologe, 1909. Buenos Aires (Argentinien), Calle Maipú 1241.

W i d e n m e y e r , Oscar, Dipl.-Ingenieur, Direktor, 1906. Berlin W 62, Kurfürstenstr. 112.

W i e g e r s , Fritz, Dr., Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wien, Universitäts-Bibliothek, 1881.

Wien, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, 1913.

W i l c k e n s , Otto, Dr., Professor, 1901. Bonn, Nußallee 2.

W i l c k e n s , Rudolf, Dr., 1909. Hannover, Sallstr. 31.

W i l l m a n n , Karl, Dr., 1911. Freiburg i. B., Hildastr. 40.

W i l l r u t h , Karl, Dr., Geol. Assistent des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze, 1919. Halle a. S., Mühlweg 25 II.

W i l s e r , Julius, Dr. phil. nat., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1914. Freiburg i. B.

Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires (Argentinien), 1691 Casilla Correo.

Wittich, E., Dr., 1898. Mexiko, D. F. 6a del Cipres, 176.

Wittmann, H., Lehrer, 1912. Dortmund-Körne, Liboristraße 33.

Wójcik, Kasimir, Dr., Privatdozent und Assistent am Geolog. Institut in Krakau, 1908. Krakau, St.-Anna-Gasse 6.

Woldřich, Dr., Professor, 1910. Prag II, Karlsplatz 287, Mineralog.-Geolog. Institut der Böhm. Techn. Hochschule.

Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.

von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Halle a. S., Reichhardtstr. 3.

Wolff, Wilhelm, Dr., Professor, Landesgeologe, 1893. Frohnau b. Berlin, Markgrafenstr.

Woermann, Stadtschulrat, 1914. Dortmund, Heiliger Weg 11.

Wunderlich, Erich, Dr., Professor, 1917. Stuttgart, Hauptstätterstr. 125.

Wünschmann, Dr., Oberlehrer, 1914. Halberstadt, Moltkestr. 57 II.

Wunstorf, W., Dr., Professor, Landesgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wurm, Adolf, Dr., Privatdozent, Assessor am Oberbergamt, 1910. München, Fürstenstr. 15 II.

Würzburg, Geographisches Institut der Universität, 1917.

Würzburg, Mineralogisch-Geologisches Institut der Universität, 1909.

Wüst, Ewald, Dr., Professor, 1901. Kiel, Geol. Institut.

Wysogórski, Joh., Dr., Professor, 1898. Volksdorf bei Hamburg, Dieckamp 35.

Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay & Co., 54 Parliament Street.

Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.

Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., 1886. Altona (Elbe), Palmaille 43.

Ziervogel, Herm., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Bergmeister, 1908. Karlsruhe, Zähringer Str. 65.

Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Kassel-Wilhelmshöhe, Rasenallee 41.

Zimmermann (I), Ernst, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Zimmermann (II), Ernst, Dr., Geologe, 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Zobel, Rektor, 1910. Groß-Lichterfelde-W., Sophienstr. 7
Zöller, Berginspektor, 1915. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), Universität, Geologisches Institut.
Zwierzycki, J., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Kgl. Niederländischer Regierungsgeologe, 1914. Batavia (Java), Hooftbureau van mijnwezen.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1–4. 1919.

Die Januarsitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft fiel wegen der Unruhen in Berlin aus.

Bericht über die Sitzung am 5. Februar 1919.

Vorsitzender: Herr KEILHACK.

Die Gesellschaft hat durch Tod als Mitglied verloren:

† Geh. Bergrat Dr. SCHALCH.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

1. Herr cand. geol. KARL STIELER, Berlin, Invalidenstraße 43, auf Vorschlag der Herren DIETRICH, JANENSCH und POMPECKJ.
2. Herr Dr. OTTO SEITZ, Assistent an der Geolog. Landesanstalt, auf Vorschlag der Herren BÖHM, DIENST und FLIEGEL.
3. Herr Bergreferendar SCHORNSTEIN, vorgeschlagen durch die Herren BEYSCHLAG, KEILHACK und KRUSCH.

Die satzungsmäßig erforderliche Kassenprüfung hat durch die Herren BELOWSKY und PICARD stattgefunden.

Für die Hauptversammlung im Sommer soll eine Satzungsänderung beantragt werden, die besagt, daß bei gerichtlichen und notariellen Urkunden 1 oder 2 Mitglieder des Vorstandes genügen sollen, um die Gesellschaft zu vertreten.

Der Vorsitzende berichtet über die in diesem Jahre zum ersten Male stattgefundene Sitzung des Kuratoriums der IRMGARD- und FERDINAND v. RICHTHOFEN-Stiftung. Bewerbungen um die Stiftung sind jetzt einzureichen.

Auf Vorschlag des Vorsitzenden wird für die beiden nächsten Sitzungen der Beginn um 6 Uhr versuchsweise angesetzt.

Für die satzungsgemäße Kassenprüfung sollen die Herren KORN und THOST, mit der Prüfung der Archive die Herren RAUFF und JENTZSCH beauftragt werden.

Die Restbestände der Fortschritte der Geologie sollen zunächst den Mitgliedern zu 3 Mark für den Band und zu 15 Mark für die ganze Reihe angeboten werden.

Nach Vorlage der nur in geringer Anzahl vorliegenden Neueingänge für die Bücherei erhält Herr **FLIEGEL** das Wort zu seinem Vortrage

Über Karbon und Dyas in Kleinasien — nach eigenen Reisen.

(Mit 2 Textbildern.)

Die von mir in den Kriegsjahren 1916—1918 im Auftrage einer amtlichen Stelle ausgeführten Reisen in Kleinasien — in den beiden ersten Jahren in Begleitung des Bergassessors WENCKER, im letzten Jahre zusammen mit Herrn Dr. SEITZ — galten der Untersuchung und Begutachtung der nutzbaren Lagerstätten. Die wissenschaftlichen Ergebnisse dieser Reisen, die mich durch alle Teile des Landes geführt haben, beabsichtige ich unter dem Sammelnamen „Geologische Forschungen in Kleinasien“ zu veröffentlichen. Der von mir am 5. Februar in der Sitzung unserer Gesellschaft gehaltene Vortrag über Karbon und Dyas wird daher hier nur in kurzem Auszuge wiedergegeben und kann als eine vorläufige Mitteilung angesehen werden.

I. Das Steinkohlengebirge am Schwarzen Meere.

(Blatt A III der KIEPERT'schen Karte.)

Steinkohlen der Karbonzeit von der Küste des Schwarzen Meeres sind seit langem bekannt; die sie betreffende erste Veröffentlichung[1]) ist in der Zeitschrift unserer Gesellschaft erschienen. Die bei weitem beste Beschreibung

[1]) SCHLEHAN: „Versuch einer geognostischen Beschreibung der Gegend zwischen Amasry und Tyrla-Asy an der Nordküste von Kleinasien“. Diese Zeitschrift. 4, 1852, S. 96.

des Beckens ist die von RALLI[2]). Der Bergbau hat sich bisher nur wenig entwickelt — die gesamte Jahresförderung belief sich vor Ausbruch des Krieges auf nur rund 850 000 t.

Das Becken von Heraklea, aus dem diese Förderung stammt — so genannt nach dem einzigen brauchbaren, natürlichen Hafen —, erstreckt sich in einer Breite von nur wenigen Kilometern, indem es bei Köse Aghzi, 6 km östlich des alten Heraklea, des heutigen Eregli, seinen Anfang nimmt, über die Hauptgrubenorte Kozlu und Zonguldak bis dicht vor Tschatal Aghzi in 45 km streichender Länge. Es liegt in einer östlichen Hauptscholle, auf der der Bergbau von Kozlu, Zonguldak, Kilimli und Tschatal Aghzi umgeht, und in zahlreichen kleineren Horsten zu Tage. An den Randbrüchen schneidet es meist gegen intensiv gefaltete Schichten der Unteren Kreide ab, von denen die zur Bildung schroffer Klippen und steiler Felsenwände neigenden Schrattenkalke (Requienien- und Orbitolinenkalke) das Landschaftsbild beherrschen. Im Westen grenzen die Karbonschichten an jüngere Bildungen, an eine flach liegende, aus Andesit und vulkanischen Tuffen bestehende Decke, die im Hinterlande von Heraklea weit verbreitet ist und sich allem Anschein nach um das ganze Karbonbecken bis hin zum unteren Filiasflusse herumschlingt. Diese Decke hat senones Alter, denn ich fand in ihren Tuffen bei Heraklea unter eifriger Mitwirkung von Herrn Bergreferendar SCHRÖDTER reiche Faunen mit Inoceramus balticus und Ananchytes ovata; auch ist sie stellenweise von senonen Mergeln überdeckt. Danach ist das Pontische Küstengebirge intrakretazisch gefaltet. Bruchbildung schloß sich an und beherrscht das tektonische Geschehen bis zur Ausbildung der großen Küstenbrüche, an denen in der jüngsten geologischen Vergangenheit die Schwarzmeerscholle sich vom festen Lande schied.

Weiter im Osten haben sich durch meine Reisen die ganz vagen Literaturangaben über Steinkohlen bei Djidde zu der Feststellung eines zweiten, lang ausgedehnten Kohlenbeckens von Djidde verdichtet, das bei Amasra, nördlich Bartin, seinen Anfang nimmt und bis wenige Stunden westlich Küre (an der Straße Ineboli-Kastamuni) nachgewiesen werden konnte. Steil stehende,

---

[2]) G. RALLI: „Le Bassin houiller d'Héraclée". Annales de la Société géologique de Belgique. 23. 1895/96, S. 151.

stark gefaltete Kalke der Unteren Kreide treten nämlich zusammen mit einem stellenweise mächtig entwickelten sandig-tonigem Roten Gebirge in diesem rd. 100 km langen

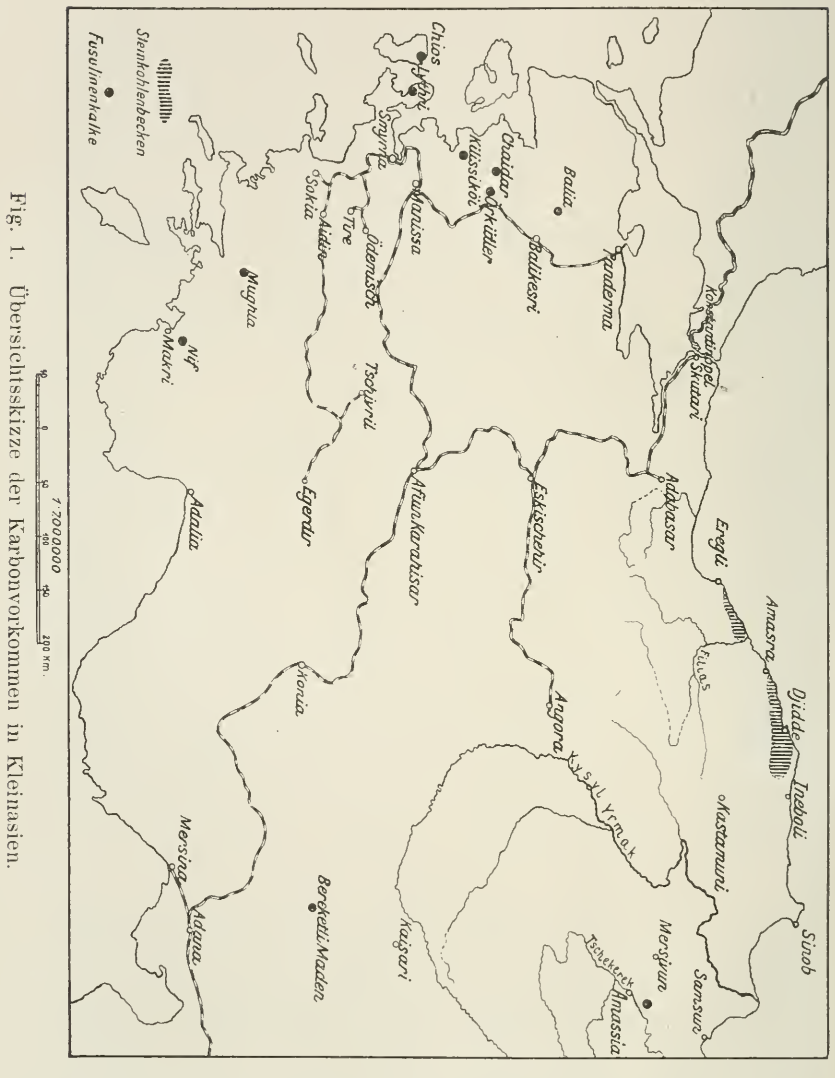


Fig. 1. Übersichtsskizze der Karbonvorkommen in Kleinasien.

Raume als hochaufragende, der Küste parallele, schwer zu überschreitende Ketten mit gewaltigen Steilabstürzen und eindrucksvollen Wänden von neuem auf, und in ihrem

Liegenden kommen in den tiefeingeschnittenen Tälern die Karbonschichten an einer ganzen Reihe von Punkten heraus.

Beide Steinkohlenbecken sind von einander geschieden durch einen etwa 50 km breiten Grabeneinbruch von gänzlich abweichenden Oberflächenformen: Breite, flache Täler, wie z. B. das des Filiasflusses, sind in mäßig geneigte, weiße Kreidemergel des Senons mit Inoceramus balticus, teilweise auch in Feuerstein führende Schreibkreide eingeschnitten; wenig südlich von Bartin tritt sogar Eocän hinzu. In dem ganzen Bereich dieses Grabens ist das Steinkohlengebirge an der Oberfläche nicht entwickelt und in unzugängliche Tiefen versenkt.

Die Hauptmerkmale in der Entwicklung des Karbons selbst sind im Becken von Heraklea die folgenden:

Einbettung der Flöze ganz überwiegend in Sandsteine und mächtige Konglomerate. Sandschiefer und Schiefertone, auch feuerfester Schieferton, kommen ebenfalls vor, treten aber durchaus zurück. Außerordentlicher Flözreichtum, bei rd. 800 m Schichtenmächtigkeit 30—40 m Kohle in 22 bauwürdigen Flözen. Keine marinen Zwischenschichten, auch keine limnischen mit Fauna. Große Schwankungen in der Mächtigkeit, wenigstens mancher Flöze. Die Kohle außerordentlich aschenreich, bei den Gruben von Kozlu z. B. zwischen 25 und 40 % Asche, die reinste Kohle, die von Kandilli, hat immer noch 7 % i. D. Dabei ist der Aschengehalt, d. h. die Beimengung mineralischer Bestandteile, im Streichen und Fallen der Flöze weitgehenden Schwankungen unterworfen. Die zahlreichen Analysenangaben der Literatur sind irreführend, da sie sämtlich von ausgewählten Stücken herrühren. Andererseits ist die Kohle sehr gasreich, etwa 27—42%.

Die Flora des Karbons von Heraklea ist von ZEILLER[3]) bearbeitet und erweist in den drei Stufen von Aladja Aghzi, Kozlu und Caradon die Entwicklung der Ostrau—Waldenburger, der Saarbrücker und der Unteren Ottweiler Schichten, also ein ungewöhnlich umfangreiches Profil. Überraschend ist das von mir beobachtete Auftreten von Torfdolomiten auf Grube Kandilli an der Basis des Flözes Boz-Maoglu.

Die Lagerungsverhältnisse leiden noch unter erheblichen Unklarheiten, eins aber scheint mir festzustehen, daß

---

[3]) R. ZEILLER: Étude sur la flore fossile du bassin houiller d'Héraclée. Mem. Soc. géol. France. Paléontologie. 21. Paris, 1899.

der südliche Randbruch der Scholle von Kozlu—Zonguldak nach Westen zu, jenseits des Illi Su ins Meer ausstreicht, und daß demnach die sämtlichen kleineren Karbonschollen der westlichen Beckenhälfte einem zweiten, südlichen Karbonzuge angehören.

Zwischen beiden, am Südrande des Horstes von Kozlu-Zonguldak, treten die Liegenden Schichten des flözführenden Karbons in erheblicher Verbreitung zu Tage, jedoch nicht als Kohlenkalk, wie überall[4]) angegeben ist, sondern in folgender Schichtfolge:

Oberkarbon: Grüner Pflanzensandstein und flaseriger Schieferton.

Kulm:

- Tonschiefer mit dünnen, nach oben immer zahlreicher werdenden Sandsteinbänken. Pflanzenreste, reiche Fauna mit *Glyphioceras sphäricum*, *Posidonia Becheri*, Estherien, Tentakuliten und Krinoidenstielgliedern. Der Tonschiefer ist dünnplattig und ebenflächig und enthält dünne Lagen von Toneisenstein. Am Liegenden einige Bänke von Alaunschiefer mit derselben Fauna . . . . 50 m
- Dunkler, flaseriger Mergelschiefer, ganz erfüllt mit *Productus giganteus*, an der Liegendgrenze eine dünne Bank von Kelchkorallen . . . . . 0,3 m
- Kieselschiefer, schwarz, stark durchtrümert 20 m

Kohlenkalk:

- Massiger Korallenkalk, dunkel, bituminös, stinkend, reich an Einzelkorallen und Korallenrasen, vereinzelte Muscheldurchschnitte; Kieselknollen, besonders im oberen Teil der Schichtfolge, hier vielfach lagenweise angeordnet und sich sogar zu Bänken zusammenschließend . . . . 200 m

Verwerfung: Sandstein der Unteren Kreide.

Das Liegende des flözführenden Oberkarbons ist im Becken von Zonguldak danach von einer Schichtfolge gebildet, die sich auf das engste an unsere deutschen Verhältnisse anschließt und speziell an den Velberter Sattel erinnert, dessen Kulm ebenfalls von Kohlenkalk unterlagert ist.

Der Übergang aus dem Kulm ins flözführende Karbon vollzieht sich allmählich, wie die nach oben zu immer zahlreicher werdenden Sandsteinbänke im Kulmtonschiefer zeigen. Die Verflachung des Meeres der Unterkarbonzeit

---

[4]) G. Ralli: a. a. O., S. 194 ff. — E. Frech: „Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn", Diese Zeitschr. 68, 1916, S. 311.

setzt sich also ins Oberkarbon fort, jedoch nicht unter Schwankungen wie in den deutschen paralischen Becken, sondern in gleichbleibender Stetigkeit. Das muß daraus geschlossen werden, daß in dem nun folgenden Profil der flözführenden Schichten marine Zwischenlagen anscheinend fehlen: Der Küste wurden von dem stark ansteigenden Lande her gewaltige Massen von klastischem und besonders grobklastischem Sediment zugeführt. Dabei sprechen die oben angeführten Eigentümlichkeiten der Flözentwicklung, besonders der außerordentlich hohe und rasch wechselnde Aschengehalt der Kohle, die Einschaltung stark schwankender Mittel und die großen Schwankungen der Flözmächtigkeit entschieden dafür, daß das Pflanzenmaterial für den Aufbau der Flöze von denselben Wässern zusammengeschwemmt wurde, die die ausgedehnten und mächtigen klastischen Sedimente anhäuften.

Ich nehme also für die Steinkohlen des Herakleabeckens eine überwiegend allochthone Entstehung an, und rechne nur für die Flöze auffallend reiner, aschenarmer Kohle und gleichbleibender Mächtigkeit mit der Möglichkeit autochthonen Ursprunges.

Keinesfalls scheint mir die bisherige Auffassung von der binnenländischen Entstehung durch die tatsächlichen Verhältnisse hinreichend gerechtfertigt zu sein; denn so verbreitet in unseren deutschen paralischen Becken die marinen Zwischenlagen im flözführenden Steinkohlengebirge auch sind, so wenig sind sie für ein solches Becken erforderlich. Das wird uns besonders klar, wenn wir beachten, daß das Festland, an dessen Rande diese Bildungsvorgänge sich abspielten, nur im Norden, im Bereich des heutigen Schwarzmeereinbruches, gelegen haben kann. An dessen Nordrande entstand in derselben Zeit die Donezkohle unter starken Schwankungen des Bodens und der Küstenlinie; denn hier sind in die Schichtfolge der Flöze und klastischen Sedimente sogar Kalke von erheblicher Mächtigkeit zwischengeschaltet. Die gebirgsbildenden Vorgänge waren an das Nordufer des Festlandes gebunden, sie mußten notgedrungen nach Süden ausklingen, und so steht dem lebhaft schwankenden Donezgebiet jener Zeit das ruhige, gleichmäßig aus dem Meer herauswachsende Herakleabecken gegenüber.

Mit der Ablagerung der Karadonstufe, d. h. der Schichten vom Alter der Unteren Ottweiler Stufe, schließt

das Karbonprofil des Gebietes ab. Die Landwerdung ist vollendet.

II. Die Fusulinenkalke Kleinasiens.

Das im nordwestlichen Kleinasien gelegene Balia Maden ist das altberühmte klassische Vorkommen von Fusulinenkalk im Lande. Nach der monographischen Bearbeitung der an Fusulinen, Schwagerinen und Brachiopoden gleich reichen Fauna durch ENDERLE[5]) treten hier oberkarbonische und dyadische Schichten zugleich auf, während der Bearbeiter der Fusulinen, Herr DYHRENFURT[6]), jetzt eher geneigt ist, in den dort entwickelten Kalksteinen ausschließlich dyadische Schichten zu sehen. Dieselbe Auffassung hat er von den zahlreichen anderen Fusulinenkalkvorkommen[7]) des westlichen Kleinasiens, die der Wissenschaft durch die Reisen PHILIPPSONS bekannt geworden sind.

Ich hatte das Glück, Balia zu besuchen, und habe eine kleine, aber ausgewählte Fauna mitgebracht, die eine wesentlich größere Mannigfaltigkeit der Formen zeigt, als es nach der Arbeit ENDERLES scheint. Bei der ausführlichen Wiedergabe meiner Forschungsergebnisse werde ich darauf eingehend zurückkommen. Da in dem Gebiet in jedem Falle auch das Unterkarbon[8]) marin entwickelt ist, so kann es wohl kaum zweifelhaft sein, daß hier wie überhaupt im westlichen Kleinasien während der ganzen Karbonzeit und bis tief hinein in die Dyas marine Sedimentbildung geherrscht hat.

Im östlichen Kleinasien tritt Unterkarbon in den beiden Stufen des Tournay- und des Visékalkes, nach FRECH[9]), im Taurus auf und ist von ihm im Bereich der Bagdadbahn an mehreren Punkten beobachtet worden. Mit

[5]) JULIUS ENDERLE: „Über eine anthrakolithische Fauna von Balia Maden in Kleinasien". Beiträge zur Geol. u. Pal. Österreich-Ungarns und des Orients. 13. 1901, S. 49.

[6]) A. PHILIPPSON: „Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien". PETERMANNS Mitteilungen. Ergänzungsheft 183. 1915. Nachtrag S. 133.

[7]) ebenda.

[8]) H. COQUAND: Notice géologique sur les environs de Panderma (Asie mineure). Bulletin Soc. géol. France, Ser. III, 6, 1878, S. 352.

[9]) F. FRECH: a. a. O., S. 224 ff.

dem Kohlenkalk soll die paläozoische Schichtreihe des Taurus ihren Abschluß finden und eine bis zur Oberen Kreidezeit reichende Schichtlücke einsetzen.

Demgegenüber konnte ich bei einem Besuch der im nördlichen Taurus gelegenen alten Grube von Bereketli Maden (Blatt C IV der KIEPERTschen Karte) die folgenden Feststellungen machen: Die nördliche Fortsetzung der Tekirsenke zieht sich von Bozanti als schmaler Grabeneinbruch in rein nördlicher Richtung durch den Taurus, bildet also mit diesem einen spitzen Winkel von geringem Betrage. Beim Marsch durch den langgestreckten Graben sah ich, daß er mehrere mächtige Züge von Kalkstein durchschneidet. Diese müssen einerseits, da sie von Hypersthenfels und auch von Serpentin durchsetzt sind, wohl zur Kreide gestellt werden, und andererseits, soweit sie frei von Eruptivgesteinen sind, dürften sie den Kalken des Bulgar Dagh, die bisher als Kohlenkalk gelten, zu vergleichen sein. Beim Aufstieg zur wahrhaft imposanten Kette des Ala Dagh querten wir zunächst intensiv gefaltete, halbkristalline Kalke, die ich zur Kreide stellen möchte, dann aber traten wir unvermittelt bei der längst verlassenen, in unwirtlicher Bergeshöhe gelegenen Grube von Bereketli Maden in dunkle, dichte Kalke ein, die eine reiche Fauna an Fusulinen und anderen Formen des jüngsten Karbons bzw. der Dyas enthielten.

Die behauptete Schichtlücke im Taurus wird durch diesen Fund bereits recht erheblich eingeengt, und man darf dem Zweifel Ausdruck geben, ob die von FRECH angenommene besondere stratigraphische Stellung des Taurus sich wird aufrecht erhalten lassen.

Von einem ebenfalls neuen Vorkommen von Fusulinenkalk habe ich sodann aus dem nordöstlichen Kleinasien, aus der Gegend von Amassia (Blatt A IV der KIEPERTschen Karte), zu berichten: Als ich aus der hier mächtig entwickelten Gosaukreide heraus dem bisher nur durch Sendungen von Versteinerungen nach Europa bekannten Lias[10]) im Nordosten der Stadt — die Bezeichnung „Pontischer Ak Dagh" ist nicht glücklicher als der ur-

[10]) ERNST MEISTER: „Über den Lias in Nordanatolien nebst Bemerkungen über das gleichzeitig vorkommende Rotliegende und die Gosaukreide". Neues Jahrbuch für Mineralogie. B. B. 35. 1913, S. 499.

sprüngliche Name Ak Dagh selbst — einen Besuch abstattete, zeigte es sich, daß die Liasschichten in langgestreckten, schmalen, ostwestlich streichenden Schuppen zwischen hoch aufragenden Rücken von Fusulinenkalk auftreten. Die Fauna besteht ausschließlich aus Fusulinen, die sich durch ihre außergewöhnliche Größe vor allen mir bekannten Formen auszeichnen.

Die hier mitgeteilten, bisher unbekannten Vorkommen von Fusulinenkalken aus dem östlichen Kleinasien bilden das bisher fehlende Bindeglied zwischen den jungpaläozoischen Meeresablagerungen des westlichsten Kleinasiens und Armeniens[11]), wo bekanntlich sowohl unterkarbonische als auch oberkarbonische und dyadische, in die Trias hinüberleitende Schichtfolgen entwickelt sind. Vom Unterkarbon bis in die Dyas hinein war das heutige Kleinasien in seiner ganzen Ostwestausdehnung vom großen Mittelmeere bedeckt. Nur am Nordrande der heutigen Halbinsel hob sich allmählich ein Festland heraus, in dessen Küstenbereich es in der Oberkarbonzeit zur Bildung ausgedehnter Kohlenlager kam.

In unvereinbarem Gegensatz steht zu dieser Beobachtung das behauptete Vorkommen kontinental entwickelter Dyas in dem gleichen Gebiet. Das „Rotliegende von Merzivun"[12]) beruht auf der Bestimmung eines Blattabdruckes, der durch einen eifrigen einheimischen Sammler, Herrn Manisadjian aus Merzivun, in zahlreichen Stücken in die deutschen Sammlungen und so auch in das Breslauer geologische Institut gekommen ist. Ich habe das Vorkommen unter der höchst dankenswerten Führung des genannten Herrn besucht und habe darüber das Folgende zu sagen (siehe das beigefügte Profil):

In der Luftlinie nur 25 km von dem Fusulinenkalk von Amassia steht unmittelbar am Wege Amassia—Samsun, in großer Ausdehnung und das Landschaftsbild beherrschend, flach gelagerter eozäner Flysch an. Die neben den Konglomeraten entwickelten Sandsteine beherbergen beim Dorfe Tscheltek ein sehr ansehnliches Kohlenflöz, andererseits

[11]) Felix Oswald: „Armenien", Handbuch der regionalen Geologie, 5, 3. 1912. S. 5.

[12]) Ernst Meister: a. a. O.. S. 503.

sind im Tale auch echte Nummulitenmergel mit reicher Fauna eingelagert. An mehreren Stellen wölbt sich aus der Tiefe steil stehender, gefalteter, feuersteinführender Kreidekalk empor; die durch ein prächtiges, aus Feuerstein- und Kalkgeröll bestehendes Brandungsgeröll besonders betonte ungleichförmige Auflagerung ist hervorragend schön aufgeschlossen.

Das Hangende des Flysches, an dessen eocänem Alter demnach kein Zweifel sein kann, besteht in einer, ein wenig diskordant darüber gebreiteten vulkanischen Decke, die teils als massiger Andesit, teils als eine blasige Lava ausgebildet ist; sie bildet vielfach die der Abtragung widerstehende Krönung der Bergkuppen. Darüber folgt gleichförmig in zahlreichen Bänken eine wohl dem Oligocän angehörende Folge von braunem Sandstein, Konglomeraten und einem rauhen, grauen Schieferton, der allem Anschein nach als ein sehr feinkörniger, vulkanischer Tuff[14]) anzusprechen ist. In diesen Tuffbänken tritt an der Besch - Göz - Mühle in den verschiedensten Höhen des Profiles immer wieder die Pflanze auf, und nur sie allein — ohne Vergesellschaftung mit anderen Formen —, die fälschlich unter dem Namen *Taeniopteris multinervia* veröffentlicht ist, und die sonst wegen der weitgehenden Ähnlichkeit als eine Form der Glossopterisflora bezeichnet zu sein pflegt.

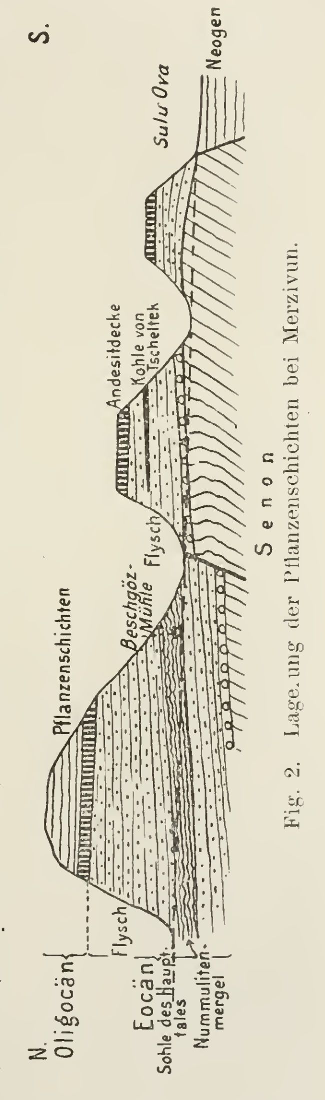


Fig. 2. Lagerung der Pflanzenschichten bei Merzivun.

14) Andesittuff nach der inzwischen ausgeführten Dünnschliffuntersuchung durch Herrn Berg.

Läßt sich so nach dem Ergebnis der Beobachtung im Felde das Rotliegende von Merzivun nicht länger aufrecht erhalten, und muß auch jeder Gedanke an die Existenz eines Glossopterisfestlandes verbannt werden, so ist andererseits erfreulich, daß ein Gegensatz zwischen der Geologie und der Paläobotanik doch nicht vorhanden ist. Herr GOTHAN, dem ich von meinen Beobachtungen Mitteilung machte, kannte die fragliche Pflanze aus der KRANTZ'schen Sammlung und hat sie unabhängig von mir unter Verwerfung der bisherigen Bestimmung als ein *Chrysodium*, eine Polypodiaceengattung, die im Tertiär mehrfach gefunden worden ist, angesprochen.

An der Erörterung nahmen teil die Herren KRUSCH, BEYSCHLAG, GOTHAN, POMPECKJ und der Vortragende.

Herr GOTHAN bemerkte das Folgende: Die vom Vortragenden erwähnten Blattreste, die von MEISTER (N. Jahrb., Beilageband 35, S. 503, 1913) als *Taeniopteris multinervia* WEISS angegeben werden und auf die sich die Altersbestimmung der Schichten als Rotliegend gründet, waren mir aus dem KRANTZschen Mineraliendepot in Bonn schon lange vor dem Kriege bekannt. Sie haben schon einigen Paläobotanikern vorgelegen und sind meist als *Glossopteris* bestimmt worden, was man auch beim ersten Anblick durchaus begreiflich finden muß. Es sind lange, zungenförmige Blätter, nur Bruchstücke, mit Mittelader und charakteristischer einfacher Maschenaderung, also äußerlich genau wie *Glossopteris* aussehend, und auch ich hatte zuerst an diese gedacht. Indes war mir die Sache insofern sehr merkwürdig, als dadurch inmitten eines Gebiets mit Karbonflora vollständig europäischen Charakters eindeutige Gondwanaelemente auftreten würden, und außerdem bemerkte ich an einer Anzahl von Stücken des Materials Verzweigungen der Blätter, nach denen das Blatt als ein einmal gefiedertes anzusprechen war. Da *Glossopteris* immer einfache Blätter hat, so entfällt damit die Bestimmung als *Glossopteris* vollständig. Bei Gelegenheit einer Rücksprache mit ZEILLER in Paris 1912 machte ich ihn auf diese Farnreste aufmerksam, und er ließ sich einige davon von KRANTZ in Bonn kommen und befaßte sich näher mit ihnen. Er teilte mir dann brieflich das Resultat seiner Nachforschungen mit, wonach es sich um eine *Chrysodium*-Art handelt. Es ist dies eine meist mit der

Gattung *Acrostichum* vereinigte Gattung der Polypodiaceen, also der modernsten Farnfamilie, und Chrysodien sind aus dem Tertiär schon mehrfach bekannt geworden (vgl. z. B. SEWARD, Fossil plants II, 1908, S. 379 und S. 350, Fig. 261 A). Eine Art von *Chrysodium*, *Acrostichum (Chrysodium) aureum* ist als xerophiler Farn der Mangrovesümpfe bekannt. Es handelt sich also in den „*Taeniopteris multinervia*" von MEISTER um tertiäre Typen. Merkwürdig ist das massenhafte Vorkommen dieser Reste bei Merzifun, und zwar kommt anscheinend ausschließlich diese Pflanze vor, wodurch die Ablagerung allerdings auf den ersten Blick weniger tertiär aussieht. Die Bestimmung als *Taeniopteris* beruht auf dem Übersehen der Maschenaderung. Im obigen Sinne hatte ich auch bereits in der Neubearbeitung des POTONIÉschen Lehrbuchs der Pflanzenpaläontologie, von dem 1915 einige Bogen gedruckt wurden, auf dieses kleinasiatische Vorkommen hingewiesen und die Bestimmung mitgeteilt; das Buch ist aber bisher noch nicht erschienen.

Der vorgerückten Zeit wegen beschließt die Versammlung, den zweiten angekündigten Vortrag des Herrn HESS VON WICHDORF auf die nächste Sitzung zu verschieben.

v. w. o.

KEILHACK BELOWSKY POMPECKJ.

Im März wurde wegen der Unruhen in Berlin keine Sitzung der Gesellschaft abgehalten.

Bericht über die Sitzung am 2. April 1919.

Die Sitzung wird um 6 Uhr vom Vorsitzenden, Herrn KEILHACK eröffnet.

Er macht Mitteilung von dem Tode zweier Mitglieder:

Dr. BÖHNDEL aus Freiburg i. Br., der auf dem Felde der Ehre gefallen;

Dr. JOHANNES AHLBURG, Geologe der Preuß. Geolog. Landesanstalt, der in Wetzlar unerwartet verschieden ist.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr WILHELM DENDER in Köln, Hochstr. 125 a, vorgeschlagen durch die Herren KEILHACK, P. G. KRAUSE und PICARD;

Herr Studienrat Dr. RÖDEL in Frankfurt a. O., Sophienstraße, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KEILHACK und P. G. KRAUSE;

Herr Bergassessor KARL RUDOLPH, z. Z. Berlin, Geologische Landesanstalt, und

Herr Bergassessor VON MARÉES, z. Z. Berlin, Geol. Landesanstalt, auf Vorschlag der Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und RÄFLER;

Herr Dr. STEPHAN RICHARZ, München, Gietlstr. 1, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, PICARD und SCHNEIDER.

Eigentlich müßte in dieser Aprilsitzung (nach § 6 a—c der Satzung) Mitteilung über die geplante diesjährige allgemeine Versammlung erfolgen. Es war in Aussicht genommen, die 1914 ausgefallene Hauptversammlung in Hannover abzuhalten. An den damaligen Geschäftsführer, Herrn ERDMANNSDÖRFFER in Hannover, ist in diesem Sinne eine Anfrage gerichtet worden. Herr ERDMANNSDÖRFFER ist gern bereit, dieses Amt wieder zu übernehmen, muß aber die endgültige Entscheidung über den Zeitpunkt der Versammlung verschieben, bis die Frage des akademischen Zwischensemesters für den Herbst entschieden ist.

Nach § 5 der Satzung der HERMANN CREDNER-Stiftung müssen Anträge zur Bewerbung bis zum 1. Mai eingereicht und sodann den Beirats- und Vorstandsmitgliedern zur Äußerung unterbreitet werden.

Im Jahre 1917 ist in der Zeitschrift für Vulkanologie ein Preisausschreiben erfolgt: Die Bedingungen für das Zustandekommen von Systemen regelmäßig angeordneter Spalten in festen Kräften sollen experimentell untersucht werden. Da dies infolge des Krieges keine Bewerber gefunden hat, ist es bis 1. Januar 1920 verlängert worden.

Unser Mitglied, Herr JOH. WALTHER-Halle, macht der Gesellschaft Mitteilung von einer Änderung in den Prüfungsfächern der Geologie und Mineralogie für Oberlehrer, die eine erfreuliche, selbständige Stellung für unser Fach schafft. Die Prüfungsbestimmung lautet jetzt folgendermaßen:

„Zu § 27 a und b der Prüfungsordnung vom 28. Juli 1917 wird bestimmt, daß die Prüfung sowohl in Mineralogie als auch in Geologie je für sich abgelegt werden kann und das Bestehen einer solchen Prüfung noch mit der in § 8, Abs. 3 bezeichneten Wirkung als volle Prüfung in einem Zusatzfach zu gelten hat.“

Der Vorsitzende legt die für die Bücherei eingegangenen Sonderabdrucke vor.

Sodann erhält Herr **HESS VON WICHDORFF** das Wort zu seinem Vortrage über:

Beiträge zur Diluvial-Geologie in der westlichen Umgebung von Dünaburg und des Dryswjaty-Sees.

An der Erörterung nahmen der Vorsitzende und Herr WUNSCHICK teil.

Herr **JENTZSCH** spricht unter Vorlage von Gesteinsproben:

Über den Keuper der Provinz Posen.

Nachdem der Vortragende bereits vor 39 Jahren die ersten „Spuren der Trias bei Bromberg“[1]) nachgewiesen, haben sich solche inzwischen vermehrt und zu einem sicheren und mächtigen Profil der gesamten Trias verdichtet, deren mächtigstes und innerhalb der Provinz Posen vollständigstes durch das fiskalische Bohrloch Schubin[2]) erschlossen wurde. In diesem 2149,45 m tiefen Bohrloch fanden sich unmittelbar unter dem dort nur 42,4 m mächtigen Diluvium:

56,0 m einer Süßwasserbildung, deren Pflanzeneinschlüsse *(Marattiopsis)* sie als zur Gruppe des Lias und Rhät gehörig erkennen lassen. Und in der Nähe ist innerhalb einer 30 Geviertkilometer umfassenden Fläche dieselbe Schichtengruppe durch noch 5 andere Bohrungen, im Ganzen mithin sechsmal getroffen, nämlich zu

Baranowo bei Pinsk	63	m	mächtig,
Szaradowo I	256,8	m	„
— (Salzdorf) V	126,8	m	„
Bärenbruch	79,0	m	„
Friedberg	118,63	m	„

[1]) Jahrb. preuß. Geol. Landesanstalt für 1880, S. 346—350.
[2]) JENTZSCH: Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Abhandl. preuß. Geolog. Landesanstalt N. F., Heft 72, S. 1—48, mit Karte. Berlin 1913.

In allen diesen 6 Bohrungen lagern die Schichten fast horizontal, also schwebend. Es sind vorwiegend graue Schieferletten und blaßrötliche Sandsteine mit ebenen, durch weiße Glimmerschüppchen bezeichneten Schichtflächen.

Ihre Stellung zur Trias bzw. zu deren unmittelbarem Hangenden ergab sich aus der Bohrung Schubin, welche als deren Liegendes:

111,5 m Muschelkalk, und darunter
135,7 m Röt mit Myophoria costata,
1290,8 m Mittleren und Unteren Buntsandstein und Oberen Zechstein über
513 m Salzgebirge

ergab.

Alle diese Bohrpunkte, ebenso wie das nur petrographisch nach der roten Tonfärbung vermutungsweise zum Keuper gestellte Wierzbiczany (4 bis 5 km südlich der Stadt Argenau) liegen im nordöstlichsten Teile der Provinz Posen.

Nunmehr ist auch im südlichsten Teil dieser Provinz Keuper erbohrt, nämlich zu Mielencin im Kreise Kempen. Eine Aufzählung und Beschreibung der Schichtenfolge wird vom Vortragenden anderwärts veröffentlicht[3]). Die lebhaft rote Färbung der mit 138 m Mächtigkeit nicht durchsunkenen Tone und Tonmergel nebst einzelnen eingelagerten Linsen von Kalk und Toneisenstein, lassen die Verbindung mit dem schlesischen Keuper nicht verkennen, zumal dieser in der Bohrung Gr. Zöllnig bei Oels, nur 34 km südwestlich von Mielencin, gleichfalls angetroffen und in seiner Stellung als Hangendes des Muschelkalkes durch Zimmermann[4]) festgestellt worden ist. Der neue Bohrpunkt liegt 185 km südlich von Schubin, mehr als 300 km südöstlich der Triasklippe von Rüdersdorf bei Berlin und mehr als 150 km östlich der Triasaufschlüsse der Bunzlau-Goldberger Gegend. Er bedeutet mithin eine erhebliche Erweiterung des deutschen Triasgebietes und insbesondere eine Verbindung der alten Bromberger Triasfunde mit denen Nieder- und Oberschlesiens. Die drei wichtigsten Profile ergänzen sich gegenseitig und ergeben folgenden Vergleich:

---

[3]) Jentzsch: Über die nördliche Fortsetzung der oberschlesischen Keupertafel. Jahrb. preuß. Geolog. Landesanstalt. 1918.

[4]) Zimmermann: Über eine Tiefbohrung bei Gr.-Zöllnig. Diese Zeitschr. **53,** 1901. Verh. S. 22—28.

	Nord-Posen	Süd-Posen	Gr.-Zöllnig (Schlesien)
Diluvium	42	34	45
Tertiär	—	70	79
Lias und Rhät: Schwachkalkige bis reichlich kalkhaltige Sandsteine und Tone mit rötlichen Lagen	257	86	7
Lebhaft rote Keupermergel	—	138	352
Keupermergel und Letten, violettgrau	—	—	14
Sandstein	—	—	31
Gipskeuper mit *Myophoria*	—	—	97
Grenzdolomit und Lettenkohlenkeuper	—	—	62
Muschelkalk	111	—	93
Röt mit *Myophoria costata*	136	—	—
Mittlerer Buntsandstein	43	—	—
Unterer Buntsandstein, Oberer Zechstein: Rotes Tongestein	1248	—	—
Salzgebirge	515	—	—

Hiernach geht der Muschelkalk von Rüdersdorf bis Schlesien und Nordposen (Schubin) durch. Sein Liegendes, der Buntsandstein, erreicht in Nordposen weit über 1000 m Mächtigkeit; sein Hangendes, nämlich der Untere und Mittlere Keuper erreicht im mittleren Schlesien (Gr. Zöllnig) 556 m Mächtigkeit und ist im südlichsten Posen mit 138 m noch nicht durchsunken, aber im nördlichsten Posen bisher nur angedeutet, durch rote Tone, die in Twartow bei Jarotschin bei 88 m Tiefe erbohrt wurden und in angeblich kaolinartiger Beschaffenheit 10 m mächtig waren, scheint ein Bindeglied zwischen dem Keuper im Norden und Süden Posens gegeben. Dagegen sind im nördlichen Posen Süßwasserbildungen, die der Rhät-Liasgruppe zugerechnet werden müssen, bis 257 m mächtig entwickelt und haben dort den mittleren und unteren Keuper stellenweise zerstört; sie liegen übergreifend über der mittleren Trias und sind in Mielencin nur 86 m, in Zöllnig gar nur 7 m mächtig erhalten. Jura und Kreide fehlen in allen drei Vergleichsprofilen, sind aber in zwischenliegenden Teilen der Provinz Posen in großen Mächtigkeiten (von etwa 1000 bzw. 500 m) erbohrt. Tertiär und Diluvium schneiden alle mesozoischen Schichten übergreifend ab. Angesichts der in allen Kernbohrungen beobachteten schwebenden Schichtenlage ergibt

sich für die saxonische Scholle, zu welcher die Provinz Posen gehört, der Schluß auf das Vorhandensein tiefer Verwerfungen, deren Sprunghöhe zusammen mehrere Kilometer ausmacht.

Hierauf legte Herr Jentzsch einen

Cyrenenfund aus der Provinz Posen

vor. Im nordöstlichsten Teile der Provinz Posen, in der Verbindungslinie der Salzhorste von Wapno bei Exin und von Hohensalza (Inowrazlaw) stehen bekanntlich Felsenkalke des Oberen Jura zutage und werden dort in mehreren, 50 bis nahezu 60 m tiefen Tagebauen abgebaut, die sich dicht südlich der Eisenbahn Hohensalza—Rogasen von der Haltestelle Hansdorf nach WNW bis zu dem unter dem Namen Wapienno bekannten Steinbruche im SO von Krotoschin (unweit des Städtchens Bartschin) auf nahezu 5 km Länge hinziehen. In allen diesen Tagebauten lagert der Kalkstein unmittelbar unter 5 bis 6 m Geschiebemergel, an dessen Sohle er stellenweise Schrammen erkennen läßt. Die Richtung dieser Schrammen fand Wahnschaffe in Wapienno als NW—SO, während in Bielawy—Hansdorf der Vortragende sowohl W—O- wie NS-Schrammung sah.

In allen Steinbrüchen zeigt der Kalkstein Risse von annähernd senkrechter Stellung. Viele derselben sind fest geschlossen; mehrere aber klaffen und haben Fetzen der vor Absatz des Geschiebemergels den Jurakalk bedeckenden Schichten in die Spalten hinabsinken lassen, wo sie durch den benachbarten festen Kalkstein vor weiterer Zerstörung bewahrt worden sind. Diese Zeugen einer vorglacialen Decke sind meist feine Sande oder Tone vom Aussehen des Posener Tertiärs, mit schwarzen, kohligen Nestern, teils aber auch Markasitknollen, die sowohl tertiären, als auch oberjurassischen Schichten entstammen könnten.

Eine der Klüfte in Wapienno hat aber in einem feinen grünlichen Sande Hunderte von Muschelschalen geliefert, die sämtlich der Gattung Cyrena angehören. Leider war bei dem Besuch des Vortragenden jene Kluft nicht mehr zugänglich; doch sind die wiederholten Aussagen der Finder, sowie des Steinbruchbesitzers, Herrn Dr. iur. Leopold Lewy, so klar, bestimmt und zuverlässig, daß an dem Fund, von welchem mehr als 100 Muschelklappen übergeben wurden, nicht zu zweifeln ist. Ohne entscheiden zu wollen, welcher der 30 oder 50 aus dem deutschen Wealden beschriebenen Cyrenaarten unsere Muscheln angehören, läßt

sich doch soviel mit Sicherheit sagen, daß sie in den Formenkreis der deutschen Wealdenarten gehören.

Wir hätten somit in den Klüften des Jurakalkes von Bartschin Auswaschungsrückstände einer Wealdenablagerung, welche einst den dortigen Jura überdeckte und später, ebenso wie die, in Posen etwa 500 m mächtige marine Kreide und das etwa 200 m mächtige Tertiär noch vor der Auflagerung des Geschiebemergels der Abrasion verfallen sein muß.

Damit vervollständigt sich der Ostrand des deutschen Wealdengebietes. Wir kennen ihn nunmehr aus Rügen und dem westlichen Pommern, aus der Bohrung Cischkowo im Posenschen Kreise Czarnikau (Blatt Gultsch der Geologischen Karte) und, wenn wir die hierdurch bezeichnete Linie nach OSO verfolgen, in Polen in Bohrungen bei Winiec, Janiszewo, Waganiec, Ciechozinek und Nieszawa, wo er nach Michael 40 bis 100 m Mächtigkeit erreicht.

Zwischen Jura und mariner Kreide zieht sich also durch die Provinz Posen ein Band von Brack- und Süßwasserbildungen. Im Wealdengebiete Polens haben Bohrungen nach Erdöl bisher keine abbauwürdigen Funde ergeben. Die Frage, ob jenes Band in der Provinz Posen etwa günstigere Funde liefern würde, erscheint zweifelhaft und könnte nur durch künftige Tiefbohrungen beantwortet werden, zu denen unter den jetzigen politischen Verhältnissen wenig Aussicht besteht. Die muschelführenden Spalten und Klüfte, welche ihre Analogien in den bekannten, Tertiärschalen liefernden Steinbrüchen bei Bernburg und Oppeln finden, müssen früher als der Geschiebemergel, aber (mindestens teilweise) später als das Posener Miocän entstanden sein.

Sodann spricht Herr Jentzsch:

Über den Kern der Kernsdorfer Höhe.

Daß letztere, die mit 312,1 m Meereshöhe den höchsten Punkt der Provinz Ostpreußen und überhaupt den höchsten Punkt des Deutschen Reiches östlich der Weichsel bezeichnet, eine Endmoräne ist, dürfte niemand bezweifeln. Sie liegt im südwestlichsten Teile Ostpreußens, im Kreise Osterode und steht an Höhe nur um 19 m hinter dem 331 m erreichenden Turmberge des Danziger Höhenlandes, dem höchsten Punkte des norddeutschen Flachlandes, zurück, welcher gleichfalls als Endmoräne allseitig anerkannt ist. Wie bei diesem, läuft auch hier die Haupterstreckung nordsüdlich. Ihr höchster, die 280 Meter-

linie überragender Rücken ist 7200 m lang, während in gleicher N—S-Richtung der die 260 Meterlinie überragende Rücken der Kernsdorfer Höhe 10 300 m Längserstreckung zeigt.

Beide Endmoränen sind mit Blöcken und Geschiebesand bedeckt, unter welchen stellenweise Geschiebemergel erkennbar wird. Auch die meisten anderen Endmoränen Norddeutschlands zeigen bekanntlich Überschüttung mit Geschiebesand. Wie mächtig letzterer sein kann, ergibt sich aus dem Umstande, daß in den höchstgelegenen Gebieten Westpreußens und des angrenzenden östlichsten Pommerns nirgends vorglaciale Schichten zutage treten und dort zahlreiche, 100 m Tiefe erreichende oder überschreitende Brunnenbohrungen das Diluvium nicht durchsunken haben. Hoch oben an den Gehängen der Turmberggruppe fanden die auf Vorschlag des Vortragenden im Jahre 1876 bei etwa 300 m Meereshöhe angesetzten Bohrungen nur Diluvium[5]), nämlich bis 85,48 m Geschiebeführende Sande und Kiese, mit untergeordneten Bänken von Geschiebemergel.

Um so bemerkenswerter ist es, daß dort, wo die Eisenbahn Bergfriede—Soldau nebst der sie begleitenden Kunststraße, am NW-Ende des Bahnhofs Klonau in einem paßartigen Einschnitte die Moräne verquert, in einer Ziegelei vorglaciale Schichten zutage treten. (Meßtischblatt Peterswalde, Gr.-A. 34, No. 28). Die Ziegelgrube zieht sich an der Marienfelde—Klonauer Flurgrenze, dicht südöstlich derselben auf 190 m Länge den Abhang nach Nordosten hinauf und läßt unter einem Mantel von Geschiebesand einen sichtlich tertiären, kalkfreien Ton hervortreten, der einzelne Schlieren von Feinsand, 6 dünne Flözchen von Braunkohle bzw. Alaunerde enthält. Fünf dieser Flözchen waren zur Zeit der Beobachtung (Oktober 1901) nach ihrer Stellung erkennbar. Sie strichen etwa N 20° O und fielen 60° bis 80° nach Westen, mithin sehr steil. Der Abstand des ersten vom fünften Flöz betrug, in der Grubensohle gemessen, 17 m.

Die ganze, wenige Meter tiefe Grube strich N 50° O und ihr Tertiäraufschluß erhob sich von etwa 230 m bis etwa 250 m. Dies ist weit und breit die größte, von

---

[5]) Jentzsch: Bericht über die geologische Erforschung der Provinz Preußen. Schriften: Physikal. Ökonom. Gesellschaft. Königsberg. XVII. 1876. S. 109—170. und XVIII, 1878. S. 185—215.

vordiluvialen Schichten im norddeutschen Flachlande erreichte Meereshöhe. Erst 290 Kilometer SSW von hier, in den Endmoränen der Gegend von Schildberg, im südlichsten Teile der Provinz Posen, ragt Tertiär bis zu ähnlichen Höhen; denn die noch weiter, nämlich 350 Kilometer von der Kernsdorfer Höhe entfernten Tertiärvorkommen bei Grünberg erreichen nicht diese Höhe. Da nun das Tertiär bei Klonau auf etwa 100 m Länge mit gleichem Streichen und Fallen seiner Schichtung auftritt, ist es als zusammenhängende, etwa 100 m lange, steilgestellte Scholle zu erachten, die hier, wie wohl in vielen anderen Endmoränen, örtlich deren Kern bildet. Dabei mag es vorläufig unentschieden bleiben, ob die Kernsdorfer Höhe eine überschüttete Aufpressung (Staumoräne im engeren Sinne) ist oder ob sie nur unter dem Geschiebesandmantel eine seitwärts durch Horizontalschub herbeigeführte fremde Scholle birgt. Letzteres ist wahrscheinlich bei vielen Endmoränen der Fall, nur daß es als ein seltener Zufall zu erachten sein wird, wenn eine in der Moräne senkrecht angesetzte Bohrung in deren Kern eine der mehr oder minder steilgestellten Schollen trifft.

Das Tertiär gleicht petrographisch dem „Posener Ton". Der beschriebene Fund erweitert also dessen bisher bekanntes Verbreitungsgebiet und verbindet dessen äußerste Punkte Graudenz, Bischofswerder und Strasburg in Westpreußen mit Kiparren in Ostpreußen; der Vortragende regt an, hier, wo mehrere der tiefsten Schichten des Posener Tones zutage liegen, nach pliocänen Pflanzen, Muscheln und Wirbeltieren zu suchen.

Herr **GAGEL** spricht noch:

Über einen neuen Fundpunkt nordischer Grundmoräne im niederrheinischen Terrassendiluvium und die Altersstellung dieser Grundmoränen.

(Mit 1 Textfigur.)

Aus den weiten, durchschnittlich in etwa 30—20 m Meereshöhe gelegenen Niederterrassenflächen des Gebietes von Krefeld und Moers erheben sich eine Anzahl isolierter Inselberge und ein langgezogener, von Oermten bis Tönisberg schwach bogenförmig verlaufender Höhenzug bis zu etwa 60—75 m Meereshöhe. Diese Höhen stellen isolierte, durch Erosion zerschnittene Teile der großenteils

zerstörten Hauptterrasse des Rheins dar und zeichnen sich durch zwei Eigentümlichkeiten sehr auffallend von den übrigen Terrassenbildungen des Niederrheins aus. Erstens durch die durchgehend sehr intensive, eisenschüssige und z. T. lehmige Verwitterung und Zersetzung (Ferretisierung) ihrer sehr grobkörnigen Sedimente, und zweitens durch die fast überall in ihnen zu beobachtenden starken Schichtstörungen, Aufsattelungen, Faltungen usw. Diese starken Schichtstörungen und Aufsattelungen sind veranlaßt durch das nordische Inlandeis, das zur Zeit seiner größten Ausdehnung sich bis in diese Gegend erstreckte, wo es seine äußerste südwestliche Grenze fand und als unwiderlegliche Beweise seiner Anwesenheit außer diesen starken Zusammenschiebungen und Faltungen der Hauptterrassensedimente auch an einzelnen Stellen noch Reste seiner Grundmoräne mit echt nordischen Geschieben hinterließ. Derartige nordische Grundmoränenreste sind zuerst auf der Höhe und Nordwestseite des Hülser Berges beobachtet und beschrieben worden[1]), dann auch durch P. G. Krause auf der Nordseite des Dachsberges, bei Duisburg[2]) und in einzelnen Bohrungen.

Während die nordische Grundmoräne auf der Höhe und Nordwestseite des Hülser Berges und bei Duisburg in offensichtlichem Zusammenhang mit den starken Schichtstörungen der dortigen, stark verwitterten Hauptterrassenschotter steht, liegt die Moräne auf der Nordseite (am Fuße) des Dachsberges (Nordwestecke von Blatt Moers) ganz tief unten in vielleicht 25 m Meereshöhe, auf ganz hellen, völlig horizontal geschichteten Kiesen und wird von ebenso ungestört liegenden, sehr groben, horizontal geschichteten, aber tiefbraun eisenschüssiglehmig verwitterten Kiesen und Schottern überlagert, die sich bis zu etwa 35 m Meereshöhe, also zur Höhe der Mittelterrasse erheben.

---

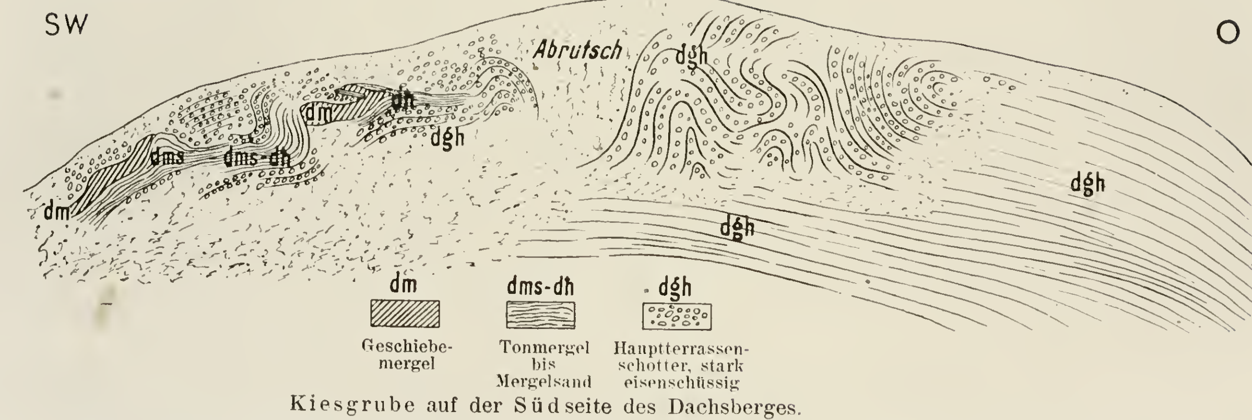
[1]) Fliegel: Rheindiluvium und Inlandeis. Verh. naturw. Ver. f. Rheinland und Westfalen, 1910, Band 66. S. 339.

P. G. Krause: Einige Beobachtungen über Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebiets. Jahrb. d. pr. geol. Landesanstalt, 1911, XXXII. Teil II, S. 135.

Steeger: Der geologische Aufbau und die Entstehung des Hülser Berges. Krefeld, 1913. Beziehungen zwischen Terrassenbildungen und Glacialdiluvium im Niederrheingebiet, ebenda!

Fliegel und Wunstorf: Die Geologie des Niederrhein-Tieflandes. Abh. d. pr. geol. Landesanstalt, N. F. Heft 67, S. 161. 164.

[2]) Fliegel: Neue Beiträge zur Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Jahrb. d. pr. geol. Landesanstalt. 1912. Teil II. S. 450



Kiesgrube auf der Südseite des Dachsberges.
Die Wand der Kiesgrube verläuft nicht gradlinig, sondern im flachen Bogen von SW nach NO nach O.

Nun ist es mir im letzten Herbst 1918 gelungen, auch auf der Höhe des Dachsberges, in der Großen Kiesgrube auf der Südseite auf bzw. in den intensiv lehmig-eisenschüssig-verwitterten, stark gestauchten und gestörten Hauptterrassenschottern eine völlig sichere, nordische Grundmoräne mit typischer Moränenstruktur und 20 cm großen, scharfkantig-eckig-zackigen[3]) völlig unabgerollten, echten Geschieben zu finden, die etwa 50—60 cm stark ist, auf etwa ebenso mächtigen, stark gestörten Mergelsanden und Tonmergeln ruht, aus deren Aufarbeitung sie großenteils entstanden ist und die auch noch von sehr gestörten, groben, stark eisenschüssig zersetzten Schottern überlagert wird. Die groben Hauptterrassenschotter, die die Hauptmasse der großen Kiesgrube ausfüllen, sind in ihren oberen Partien, unmittelbar unter und neben der nordischen Moräne ebenfalls intensiv gefaltet und gestaucht, gehen aber nach unten und nach Osten zu in ungestört liegende, horizontal geschichtete, bzw. schwach nach Osten geneigte Schotter über, die alle ebenfalls tief rostbraun, stark eisenschüssig-lehmig verwittert sind.

Über das Alter dieser nordischen Moränen ist von P. G. Krause die Vermutung geäußert worden, daß sie aus dem Anfang der Mittelterrassenzeit stammen, weil eben die horizontal geschichteten, überlagernden Schotter über der tiefliegenden Moräne an der Nordseite des Dachsberges in der Höhe der Mittelterrasse liegen.

Auf die unmöglichen Folgerungen und Konsequenzen, die sich aus dieser Annahme vom Mittelterrassenalter dieser nordischen Moränen ergeben, habe ich schon vor längerer Zeit hingewiesen[4]), und auch Fliegel hat dann auf die sich daraus ergebenden Unstimmigkeiten aufmerksam gemacht[5]).

Daß die Mittelterrasse dem Oberen (letzten) Diluvium Norddeutschlands entspricht, und daß dieses letzte nordische Inlandeis, das das Obere Diluvium ablagerte, nur unwesentlich die Elbe überschritten und nur mit seinen allerletzten kümmerlichen Wirkungen bis etwa an die Aller herangereicht

---

[3]) Vergleiche die zerpreßten Quarzitgeschiebe, die Steeger von der Grundmoräne am Hülser Berg beschreibt, a. a. O. Taf. 4.

[4]) C. Gagel: Probleme der Diluvialgeologie. Branca-Festschrift, Berlin, 1914, S. 158.

[5]) Fliegel: Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Jahrb. d. pr. geol. Landesanstalt, 1912, XXXII, Teil II, S. 449.

hat, darüber herrscht wohl heute kein ernsthafter Streit mehr —, also kann dieses letzte Inlandeis (der Mittelterrassenzeit) nicht die Hauptterrassenablagerungen am Niederrhein aufgestaucht haben, sondern die Aufstauchung und Moränenablagerung muß älter sein und der Haupteiszeit, der Zeit der größten Ausbreitung des Inlandeises, entstammen, was ja auch als solches stets angenommen wurde, nur nicht mit der behaupteten Mittelterrassenzeit der Aufstauchung übereinstimmte. Die sich aus diesen Überlegungen ergebende zeitliche Übereinstimmung von Haupteiszeit („Unterem" Diluvium Norddeutschlands) mit der Hauptterrasse wird auch noch dadurch gestützt, daß die Hauptterrasse von dem interglacialen Tegelenhorizont unterlagert wird, der durch alle seine Verhältnisse, vor allem durch die Führung der echten Paludina diluviana und der Valvata naticina, genau übereinstimmt mit den im Liegenden des nordostdeutschen „Unteren Diluviums" auftretenden märkischen Paludinenhorizont. Wir kommen also aus allen diesen Erwägungen zu dem übereinstimmenden Schluß, daß die Moränen, bei deren Ablagerung diese Hauptterrassenschotter des Niederrheingebiets so stark gestört und aufgestaucht sind, sich im unmittelbaren Anschluß bzw. z. T. noch während der Ablagerung der Hauptterrasse selbst gebildet haben, daß Hauptterrasse und vorletzte (Haupt)-Eiszeit zeitlich äquivalent sind.

Dieser so gewonnene und durch die verschiedensten Argumente belegte Schluß wird noch sehr stark gestützt durch den Erhaltungszustand der Hauptterrassenschotter, durch die intensive, eisenschüssig-lehmige Zersetzung und Verwitterung (Ferretisierung) derselben, die genau und in jeder Beziehung der intensiven, eisenschüssigen Interglacialverwitterung unseres norddeutschen älteren („Unteren") Diluviums entspricht, wie wir sie überall, teils unter den jungen, frischen Ablagerungen des Oberen Diluviums, teils außerhalb von dessen äußerster Verbreitungsgrenze, im Westen Schleswig-Holsteins und in der nördlichen Lüneburger Heide finden[6]). Diese eisenschüssige Zersetzung der Hauptterrassenschotter, im Gegensatz zu der Hellfarbigkeit und dem Fehlen jeder eisenschüssigen Zersetzung in

---

[6]) C. GAGEL: Das Ratzeburger Diluvialprofil und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums. Jahrb. d. pr. geol. Landesanstalt, 1912, Heft 2. sowie C. GAGEL: Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit. Geolog. Rundschau. 1913. S. 319.

den unterlagernden ältestdiluvialen Deckenschottern, auf die zuerst P. G. Krause a. a. O. die Aufmerksamkeit hingelenkt hat, ist so auffällig und stimmt so frappant mit den gleichen interglacialen Verwitterungserscheinungen in unserm norddeutschen Diluvium überein, daß dieser Umstand meines Erachtens ein wertvolles Kriterium zur Deutung auch solcher zweifelhaften Terrassenablagerungen abgeben dürfte, die ihrer Höhenlage nach nicht ohne weiteres in die Hauptterrasse passen und über deren Alter daher vielfach Meinungsverschiedenheiten bestehen.

Das ist z. B. der Fall mit den oben erwähnten, intensiv eisenschüssig zersetzten, aber völlig horizontal liegenden, groben Schottern, die auf der Nordseite des Dachsberges die tiefliegende horizontale Moräne bedecken, die P. G. Krause zuerst gefunden und beschrieben hat, und welche Schotter er ihrer Höhenlage nach für Mittelterrasse erklärt hat[7]).

Diese Moräne wird von ganz hellen, unzersetzten Kiesen unterlagert, die meines Erachtens wegen ihrer Beschaffenheit und Höhenlage am ungezwungensten als ältestes Diluvium, als Deckenschotter, angesprochen werden können, während die überlagernden, so intensiv eisenschüssig zersetzten, sehr groben Schotter in jeder Beziehung (abgesehen von ihrer relativ niedrigen Lage) mit den Hauptterrassenschottern übereinstimmen und meines Erachtens daher am einfachsten und ungezwungensten als Erosionsrest bzw. Denudationsrest der teilweise zerstörten Hauptterrasse anzusehen sind, wie ja auch in der großen Kiesgrube auf der Südseite des Dachsberges die tieferen Hauptterrassenschotterlagen schon ungestört sind und ihnen in jeder Beziehung gleichen. Ist diese Auffassung richtig, so würde also die tiefliegende horizontale Moräne auf der Nordseite des Dachsberges an den allerersten Anfang der Hauptterrassenzeit zu setzen sein, als das Eis gerade bis hierher vorgestoßen war und durch seine Stauwirkung die Hauptterrassenablagerung zu veranlassen begann, während die Moräne auf der Höhe der Südseite des Dachsberges so ziemlich vom Schluß der Hauptterrassenzeit stammen dürfte. Von demselben Alter — Schluß der Hauptterrassenzeit — dürften dann auch die Moränen auf der Höhe und Nordwestseite des Hülserberges,

[7]) P. G. Krause: A. a. O., S. 155 und „Weitere Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des Niederrheingebiets. Jahrb. d. pr. geol. Landesanstalt. 1917. I. S. 193—194.

sowie bei Duisburg, stammen, die ebenso wie die auf der Südseite des Dachsberges großenteils aus der Aufarbeitung und Verknetung einer etwas älteren Tonmergelablagerung mit Hauptterrassenschottern entstanden und größtenteils ebenso intensiv eisenschüssig verwittert sind, als die Hauptterrassenschotter selbst, also auch schon aus diesem Grunde nicht aus der sehr viel jüngeren Mittelterrassenzeit stammen können, da wir sonst aus dem ganzen jüngeren Diluvium derartig intensive Zersetzungen und Verwitterungserscheinungen nicht kennen.

Ebenso intensiv verwittert und eisenschüssig zersetzt, wie die gestauchten, aufgefalteten Hauptterrassenschotter am Hülserberg selber, sind aber auch die diskordant davon absetzenden horizontal geschichteten, groben Schotter auf der Südwestseite des Hülser Berges, in dem südlichen Teil der großen Carstenjenschen Kiesgrube, die durch eine dünne, Tonmergel-[8]) bzw. Mergelsandbank von den unterlagernden, tiefstliegenden, ganz hellen, unzersetzten Deckenschottern getrennt werden. Auch sie, deren Oberfläche wesentlich niedriger liegt, als die aufgefalteten Terrassenschotter, sind wegen dieser, ihrer tieferen Lage und ihres diskordanten Absetzens gegen den aufgefalteten Teil der Hauptterrassenschotter von P. G. Krause als Mittelterrassenschotter angesprochen worden. Bedenkt man aber, daß kaum 400 m weiter nördlich bzw. nordwestlich von der Bahn und der Carstenjenschen Kiesgrube, in dem Bahneinschnitt, in derselben Höhenlage der Mittelterrasse ebenso horizontale, aber völlig frische, unzersetzte und meistens wesentlich feinere Schotter anstehen, so wird der grundverschiedene Erhaltungszustand von zwei sonst gleichen und unter den gleichen Umständen in gleicher Höhenlage und in so sehr geringer Horizontalentfernung von einander abgelagerten Schottern völlig unbegreiflich, wenn man ihnen auch das gleiche Alter zuschreibt. Meines Erachtens erklären

[8]) Diese Tonmergelbank ist trotz einer dagegen sprechenden, offenbar auf einem Erinnerungsfehler beruhenden Angabe von P. G. Krause (l. c. 192) tatsächlich vorhanden, von mir im Herbst 1918 sehr gut beobachtet und durch eingesammelte Proben belegt worden. Wie ich hier anhangsweise bemerken möchte, ist der im Liegenden der Hauptterrassenschotter befindliche Tegelenhorizont in Form eines fetten, blaugrauen, pflanzenführenden Tones von mindestens 1,20 m Mächtigkeit sehr schön in der Südostecke von Blatt Nieukerk, südwestlich von Tönisberg beim „Helder“, an der Chaussee von Hüls nach Nieukerk, entwickelt, wo er einen ausgesprochenen Quellhorizont bildet und im Herbst 1918 vorübergehend recht gut aufgeschlossen war.

sich diese Verhältnisse, über die schon soviel Diskussionen stattgefunden haben[9]), am einfachsten, wenn man die hellen frischen, unzersetzten Schotter im Bahneinschnitt, nordwestlich der Carstenjenschen Grube, als die wirklichen Mittelterrassenschotter ansieht; die in gleicher Höhenlage in der südlichen Carstenjenschen Grube auftretenden, intensiv eisenschüssig zersetzten, groben Schotter dagegen als jüngste Hochterrassenschotter, (wie auch schon von Steeger angenommen wurde), die sich ganz am Schluß der Hochterrassenzeit nach Ablagerung der hochliegenden, stauchenden Moräne noch absetzten, bzw. vielleicht noch ebenso wie die Schotter auf der Nordseite des Dachsberges später teilweise denudiert und so mit ihrer Oberfläche in ein etwas niedrigeres Niveau gebracht sind. Jedenfalls müssen sie noch denselben intensiv ferretisierenden Klimaeinwirkungen ausgesetzt gewesen sein, wie die andern Hauptterrassenschotter und so viele der norddeutschen, haupteiszeitlichen „unterdiluvialen" Ablagerungen, und diese ferretisierenden Klimaeinwirkungen sind nach allem, was wir aus Norddeutschland und dem Alpengebiet wissen, an die letzte Interglacialzeit gebunden gewesen. Auch in dem Zwischengebiet zwischen Schleswig-Holstein und der nördlichen Lüneburger Heide einerseits und dem Niederrheingebiet andererseits, so z. B. bei Oldenburg und in den Dammer Bergen, habe ich ganz genau dieselben auffälligen, intensiv eisenschüssigen interglacialen Verwitterungserscheinungen in den altdiluvialen Ablagerungen beobachten können[10]) und genau derselbe Gegensatz wie zwischen den intensiv eisenschüssig zersetzten Hauptterrassenschottern und den unterlagernden, ganz hellen unzersetzten, ältesten Deckenschottern des Niederrheingebiest findet sich auch z. B. im Ockergebiet zwischen den eisenschüssig zersetzten Hauptterrassenschottern der Ocker bei Braunschweig-Wolfenbüttel-Mascherode usw. und den unterlagernden hellen ältesten Diluvialschottern, was auch schon seiner Zeit von Harbort[11]) und

[9]) Steeger: Der geologische Aufbau und die Entstehung des Hülser Berges. Krefeld, 1913, S. 46. — Derselbe: Beziehungen zwischen Terrassenbildungen und Glacialdiluvium. Krefeld, 1913. Krause a. a. O.

[10]) C. Gagel: Über altdiluviale Endmoränen in Ostfriesland und Oldenburg. Jahrb. d. pr. geol. Landesanstalt. 1919. XXXIX, Teil 1, S. 20.

[11]) E. Harbort: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen in Braunschweig. Jahrb. d. pr. geol. Landesanstalt, 1912, Teil II, S. 498. — Derselbe: Über die Gliederung des Diluviums in Braunschweig, ebenda. 1914. II. S. 283—285.

KOCKEN[12]) betont worden ist, wenn auch KOCKEN die Altersverhältnisse nicht erkannt und unrichtig gedeutet hat. Ich möchte allerdings, in nicht völliger Übereinstimmung mit HARBORT, diese hochgradig verwitterten und zersetzten Schotter und Moränenreste der Ockerhauptterrasse nicht als interglacial umgelagerte, sondern als rein glaciale, nur interglacial verwitterte Ablagerungen deuten! Daß die Ferrettobildungen im Alpinen Diluvium mit den norddeutschen interglacialen Verwitterungszonen in jeder Weise übereinstimmen, ist schon mehrfach nachgewiesen und betont worden. Die außerordentlich weite, durchgehende Verbreitung dieser Erscheinungen in so weit auseinanderliegenden und sonst so verschiedenen Gebieten beweist also meines Erachtens, daß es sich hier nicht um belanglose Analogien, sondern um zeitlich und genetisch identische Vorgänge und Wirkungen handelt, die in Norddeutschland, im Niederrheingebiet und auf beiden Seiten der Alpen in gleicher Weise aufgetreten sind.

Es sprechen dazu noch die Herren WERTH, FLIEGEL, P. G. KRAUSE und WILCKENS.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

KEILHACK. P. G. KRAUSE. POMPECKJ.

[12]) E. KOCKEN: Diluvialstudien. Neues Jahrbuch 1910.

Briefliche Mitteilungen.

1. Zu welchen schweren Schäden führt eine übertriebene Betonung der Geologie in der Geographie?

Von den Herren W. BRANCA und EM. KAYSER.

Die Geographie ist, wie schon der Name besagt, die Beschreibung der Erde. Statt des Ausdrucks Erdbeschreibung gebraucht man mit Vorliebe auch den Namen Erdkunde. Diese Bezeichnung ist aber, wie VON RICHTHOFEN mit Recht betont hat[1]), zu allgemein, da auch andere Wissenschaften, wie besonders die Geologie, denselben Namen beanspruchen können. Zutreffender wäre nach ihm die Bezeichnung Erdoberflächenkunde, weil die Oberfläche der Erde das eigenste Forschungsgebiet der Geographie ist.

Wenn wir von dem Altertum absehen, in dem bereits zwei Richtungen der Geographie sich unterscheiden lassen, eine beschreibende und eine messende[2]), so scheint VARENIUS der erste gewesen zu sein, der in neuerer Zeit in seiner 1650 erschienenen Geographia generalis, der er als Geographia specialis die Länderbeschreibung gegenüberstellte, eine mehr wissenschaftliche Behandlung des Stoffes anstrebte. Die Zeit war indes für eine solche noch nicht reif, und so kam es, daß die Geographie auch nach ihm und bis ins 19. Jahrhundert hinein ein wesentlich morphographisches Gepräge behielt.

Mit dem Anfang des 19. Jahrhunderts wurden für die Weiterentwicklung der Geographie in Deutschland besonders zwei Männer maßgebend, K. RITTER und A. v. HUMBOLDT. Während der Erstgenannte, seiner historischen Vorbildung gemäß, die Erde in erster Linie als Schauplatz des Lebens und der Geschichte des Menschen betrachtete und dadurch die Geographie zu einer Schwesterwissenschaft der Geschichtskunde machte, legte A. v. HUMBOLDT als Naturforscher das Hauptgewicht auf die naturwissenschaftliche Seite dieser Wissenschaft und wurde damit zum eigent-

[1]) Aufgabe und Methoden der heutigen Geographie, Antrittsrede. Leipzig 1883.

[2]) Nämlich die Gestalt der Erde und ihre Stellung zu den Gestirnen bestimmende.

lichen Begründer der physikalischen oder physischen Geographie. Heute unterscheidet man nach dem Vorgange von ihm und Varenius wohl allgemein zwischen einem wesentlich beschreibenden Hauptteil der Geographie, der Länder- und Völkerkunde, und einem allgemeinen, der allgemeinen oder physischen Geographie.

Seit Mitte des vorigen Jahrhunderts hat aber, im Zusammenhange mit dem großen Aufschwunge der Naturwissenschaften, in der Geographie die ihr von Humboldt vorgezeichnete naturwissenschaftliche Richtung immer mehr die Oberhand über die historische erlangt, was auch darin zum Ausdruck kommt, daß von den heutigen Vertretern der Geographie an den Hochschulen die meisten sich der naturwissenschaftlich-mathematischen Abteilung unserer philosophischen Fakultäten zurechnen.

Den Höhepunkt ihrer Entwicklung zu einer auf naturwissenschaftlicher Grundlage aufgebauten Wissenschaft hat die Geographie wohl mit F. v. Richthofen erreicht. Astronomisch-physikalische Geographie, Klimatologie, Meereskunde, Tier- und Pflanzen-Geographie, Länder- und Völkerkunde, Anthropologie und Ethnographie, zu denen dann in neuester Zeit noch die immer wichtiger werdende Wirtschaftsgeographie hinzukommt — sie alle werden von Richthofen und seinen Schülern als der Geographie nahestehende Wissenschaften, wenn nicht gar als Zweige dieser Wissenschaft betrachtet, die in ihr alle zu einer Einheit verbunden werden durch die Einheitlichkeit des leitenden Gesichtspunktes, ihre kausalen Wechselbeziehungen zur Erdoberfläche [3]).

Besonders nahe aber sind für Richthofen und die meisten neueren Geographen die Berührungen der Geographie mit einer bisher noch nicht genannten Wissenschaft, nämlich der Geologie, deren außerordentliche Bedeutung für die Erdkunde v. Richthofen immmer wieder und wieder betont hat [4]). Trotzdem bestehen nach ihm zwischen beiden

---

[3]) Vergleiche außer dem bereits oben angeführten Aufsatze v. Richthofens auch dessen Vortrag über die Triebkräfte und Richtungen der Erdkunde im 19. Jahrhundert. Rede bei Antritt des Rektorats, Berlin 1903.

[4]) Man kann, sagt v. Richthofen z. B. einmal, keinen Teil der Landoberfläche verstehen, ohne wenigstens einigermaßen einen Einblick in die geologische Beschaffenheit und die Vorgänge, welche gestaltend auf sie wirken, gewonnen zu haben. Abschnitt: „Geologie“ in Neumayers Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. Berlin 1875, S. 231.

Wissenschaften ganz wesentliche methodische Unterschiede; denn, wenn sich auch beide in erster Linie mit der Erforschung der Erdrinde beschäftigen, so ist doch die Art der Betrachtung des Geographen eine ganz andere, als die des Geologen. Jener soll die Erdoberfläche als etwas Gegebenes auffassen, dieser dagegen als etwas Gewordenes. Der Geologe sucht den heutigen Zustand der Erde aus dem Zustande früherer Erdepochen zu erklären, während der Geograph sich um diese nicht weiter zu bekümmern hat.

Indes, obgleich dem so ist, wurde die neuere Geographie dennoch von einigen ihrer Vertreter mehr und mehr nach der geologischen Seite hin geschoben. Das erklärt sich leicht durch die Tatsache, daß in Deutschland eine Anzahl neuerer Geographen ursprünglich von der Geologie ausgegangen war und daß diese nun bei ihrem Übertritt zur Geographie, der eine mehr, der andere weniger, eine geologische, also eine die historische Entwicklung der Formen der Erdoberfläche in den Vordergrund schiebende Betrachtungsweise als für die Geographie notwendig erachtete. Auf amerikanischer Seite gehört Davis zu diesen geologischen Geographen; wie denn überhaupt in Amerika die in Deutschland zum Segen beider Wissenschaften schon vor einer Anzahl von Jahrzehnten durchgeführte scharfe Unterscheidung zwischen geologischen und geographischen Professuren anscheinend ganz im Argen liegt. Wer in Keilhacks Geologenkalender die Zahl der Namen der Professoren der Geographie an den Hochschulen der Vereinigten Staaten von Nordamerika aufsuchen wollte, würde erstaunen zu sehen, daß dort scheinbar fast gar keine Professoren der Geographie vorhanden sind; denn von den 90 und einigen hohen und niedrigen „Hochschulen“ der Vereinigten Staaten, die der Kalender aufzählt, verzeichnen über 80 keinen Professor der „Geographie“. Nur 10 nennen einen solchen; aber auch von diesen Lehrstühlen gehörten 8 nur einem „Assistent-Professor“ an und nur 2 sind ordentliche Professoren der Geographie!

So war auch der soeben genannte Davis, der namhafteste Geograph der Vereinigten Staaten, wenn nicht der Jetztzeit überhaupt, ursprünglich Professor der Geologie. Er war es, der Ende der 80er Jahre seine bekannte geographische

Methode auf geologischer Grundlage ausbildete, die Methode, die er die *genetische oder erklärende Beschreibung der Landformen* genannt hat. Indem Davis die Gestalt der Landformen besonders in ihrer Abhängigkeit von den Abtragungsvorgängen auffaßte, gelangte er zu den dem Leben der Menschen entlehnten Benennungen jung, alt und reif (greisenhaft), die für ihn ganz wesentlich verschiedene Zustände der Abtragung und zugleich des Alters bedeuten. Eine große Rolle spielt bei Davis ferner der „Erosions-Zyklus", d. h. die Länge der Zeit, die zur Abtragung eines beliebig gestalteten Stückes der Erdoberfläche zu einem dem Meeresspiegel naheliegenden Flachlande, der sogenannten Peneplain, erforderlich ist.

Die Davisschen Lehren haben sich auch nach Europa verbreitet, hier aber nur geteilte Aufnahme gefunden. Die Schüler von Penck und Brückner haben sie sich mit Begeisterung angeeignet, während manche angesehene ältere Forscher, wie Krümmel, Supan, Hettner, Passarge und andere, sie mehr oder weniger bestimmt abgelehnt haben. Mit Recht macht Supan geltend, daß Davis' Erosions-Zyklus eine rein theoretische Annahme sei, die *ungeheure Zeiträume und zugleich eine Festigkeit der Erdrinde ohne alle größeren tektonischen Änderungen voraussetze, was mehr als unwahrscheinlich sei.* Auch widersprächen diese Anschauungen der Lehre der Isostasie; denn wenn eine Erdscholle infolge von Abtragung fortgesetzt leichter werde, müsse sie dauernd in die Höhe streben, was zur Folge haben würde, daß die Erosion nie zur Ruhe käme. Passarge hat namentlich eingewendet [5]), daß die viel gebrauchten Ausdrücke: jung, alt, reif doch nur Sinn hätten, wenn sie Zeitbegriffe darstellten. *In Wirklichkeit aber hingen die Formen eines Tales, Berges, einer Meeresküste usw. nicht nur von ihrem Alter, sondern meist in viel höherem Maße von allerhand anderen Bedingungen, wie Höhenlage, Niederschlagsmenge, Art der Pflanzenbedeckung und besonders Lagerung und Widerstandsfähigkeit der Gesteine ab.*

Da aber diese Bedingungen örtlich und zeitlich vielfach wechselten, könne z. B. ein und dasselbe Tal abwechselnd bald den Zustand der Jugend, bald den der Reife oder des

[5]) Physiologische Morphologie, 1912.

Alters zeigen. Die fraglichen Ausdrücke seien daher nur hohle Schlagwörter, die indes (besonders in Händen junger, wenig erfahrener Geographen) gefährlich werden könnten, da sie dazu verführten, leichthin über eine Landschaft abzuurteilen, statt ihre Bildungsart durch genaue Untersuchung klarzustellen. Überhaupt glauben die Gegner von Davis, bei aller Anerkennung seiner so unbestreitbar großen Verdienste, ihm und seiner Schule eine gewisse Einseitigkeit, eine Unterschätzung tiefergehender Naturbeobachtung vorwerfen zu müssen. Und nicht mit Unrecht: Davis erklärt ja selbst, daß die Beobachtung oder „Induktion" ergänzt werden müsse durch „Deduktion", d. h. daß eine zweckentsprechende genetische Betrachtung der Landformen die Heranziehung „gedachter Formen" nicht entbehren könne.

Es bedarf aber wohl keiner weiteren Ausführung, daß mit solchen erdachten Formen der Phantasie Tür und Tor geöffnet werden! Davis' Versuch, die Geographie in dieser Weise auf das Gebiet der Geologie zu verschieben, kann somit nicht als segensreich für die Geographie betrachtet werden; und das muß immer stärker hervortreten, wenn — wie so oft — die Jünger auf der Bahn dieser Schule noch weitergehen als die Meister.

Auf deutscher Seite ist es vor allem A. Penck, der die Geographie immer weiter zur Geologie hin verschieben zu sollen meint. Pencks Hauptlebenswerk besteht in der Erforschung der diluvialen Eiszeit und aller eiszeitlichen Erscheinungen im Alpengebirge, insbesondere in der Lehre von einer viermaligen Vergletscherung und von einer großartigen auskolkenden, Tal und See bildenden Tätigkeit des Gletschereises. Diese Arbeiten Pencks haben sich somit nicht auf eigentlich geographischem, sondern vielmehr auf geologischem Boden bewegt.

Nach beiden Richtungen hin sind aber die Ergebnisse seiner darauf bezüglichen Arbeiten jetzt durch die Untersuchungen dreier namhafter Geologen schwer erschüttert worden:

Einmal hat nämlich kein Geringerer als A. Heim (Geologie der Schweiz, Lieferung IV, Leipzig 1917, bei Tauchnitz) es für nötig gehalten, den Anschauungen Pencks bezüglich der Übertiefung der Täler, also ihrer Auskolkung durch Eis entgegenzutreten. Da diese Einwendungen von einem

so ausgezeichneten Kenner der Gletscherwelt wie HEIM kommen, wird PENCK nicht umhin können, sich mit den zahlreichen, von dem Schweizer Geologen als beweisend angesehenen Tatsachen auseinanderzusetzen.

Vernichtend aber für PENCKS Lehre ist das, was in allerletzter Zeit DEECKE als Endergebnis ausgedehnter Untersuchungen in einwandfreier Weise festgestellt hat.

Erinnern wir uns, daß schon E. GEINITZ, FR. FRECH, R. LEPSIUS, E. v. DRYGALSKI und andere sich gegenüber PENCKS Lehre von einer viermaligen Vergletscherung für eine nur einmalige, einheitliche Vergletscherung mit kleineren Schwankungen ausgesprochen haben. Nun gesellt sich ihnen noch DEECKE hinzu. Zwar behauptet er nicht direkt wie jene, daß die Eiszeit, wenn auch mit kleineren Schwankungen, nur eine einmalige gewesen sei. Er sagt vielmehr zunächst nur: Bindende Beweise für eine viermalige Vergletscherung fehlen; die von PENCK erbrachten vermeintlichen Beweise sind aus sogleich aufzuführenden Gründen keine. Es liegt weder „in Baden noch ebenso wenig in Oberbayern und in der Schweiz ein wirklicher strikter Beweis für mehrere Eis- und Interglazialzeiten vor[6]." „Das Eiszeitproblem . . . muß unbedingt vom geologischen Standpunkt aus neu aufgerollt" werden, um es zu befreien von den Irrtümern, die durch das Ungenügende der geographischen Forschungsart in geologischen Fragen entstanden sind. PENCK gründet nämlich seine Lehre von den vier diluvialen Eiszeiten und den dazwischen liegenden drei Interglazialzeiten einmal auf die verschiedene Höhenlage der Schotter, zweitens auf deren verschiedenen Verwitterungsgrad, drittens auf ihre Überlagerung durch Löß. In unwiderleglicher Weise zeigt nun DEECKE das Fehlerhafte, Unzureichende der geographischen Methode gegenüber diesen geologischen Fragen. Denn die Verkittung der Schottermassen zu Konglomeraten und die als Ferrettisierung bezeichnete Verwitterungserscheinung dieser Konglomerate sind ja nichts als „ein Grundwasserproblem" . . .; „niemals daher darf Verwitterung ein Alterskriterium sein", als welches PENCK es ansieht und dann seine Folgerungen darauf aufbaut; und „wer in glazialen Ablagerungen Versinterung trifft, muß sich erst fragen,

---

[6]) Geologie von Baden, Bd. II, 1917, Seite 604—631, Exkurs über das badische Glazial.

woher diese rühren kann, ehe er sie chronologisch verwertet", wie PENCK das ohne weiteres tut.

So sind also diese drei, von PENCK zum Erkennen von vier aufeinanderfolgenden Vergletscherungen angewendeten Beweismittel in Wirklichkeit, vor dem Richterstuhl des Geologen, keine solchen, daß man ein verschiedenes Alter daraus folgern dürfte. Aber noch viel mehr: DEECKE zeigt ferner, daß ein geologischer Faktor von höchster Wichtigkeit für die Gestaltung der Erdoberfläche, für Veränderungen der Höhenlage, daher für die ganze Beurteilung der glazialen Frage, in PENCKS betreffenden eiszeitlichen Arbeiten mehr oder weniger ganz vernachlässigt worden ist. Das sind die **tektonischen Bewegungen** der Erdrinde, die sich während der quartären Zeiten an verschiedenen Stellen des vergletscherten Gebietes in verschiedenem Maße vollzogen haben.

Die ganze, von PENCK gegebene Gliederung der Terrassen und des Lößes, auf die er seine Lehre von der viermaligen Vergletscherung der Alpen gründet, ist daher, wie DEECKE zeigt, eine rein morphologische, also zur Lösung einer geologischen Aufgabe ganz unzureichende; sicher lassen sich Terrassen und Löß nur gliedern mit Hilfe von Leitfossilien und in diesem Falle von Säugetieren." Das kann aber nur der Geologe leisten, nicht der Geograph. „Das Eiszeitphänomen", sagt DEECKE, „ist eine geologische Erscheinung in einer geologischen Periode und muß, unter Berücksichtigung bekannter geologischer Vorgänge, nicht als etwas Isoliertes betrachtet werden."

Es dürfte keinen Geologen geben, der diese Erklärung DEECKES nicht voll und ganz als richtig unterschriebe. Zur Untersuchung rein geologischer Dinge ist eben allein der Geologe befähigt, nicht der Geograph.

Mit dem oben Wiedergegebenen aber wirft DEECKE den Arbeiten PENCKS, trotz aller sonstigen Anerkennung sehr viel Schwereres vor, als die vorher genannten Verteidiger

einer einheitlichen Eiszeit es tun; denn selbst wenn PENCK mit der viermaligen Vergletscherung Recht hätte, so würde trotzdem DEECKES vernichtendes Urteil über die von PENCK angewandte unzureichende Methode bestehen bleiben.

Gleich nach dieser Arbeit DEECKES ist nun eine größere Arbeit von ROTHPLETZ erschienen,[7]) in der auch dieser Forscher zu dem gleichen Ergebnis kommt, daß die tektonischen Bodenbewegungen, die während des Diluviums eingetreten sind und die auf die Gestalt der Vorlandgletscher ihre Erosions- und Absatztätigkeit und damit auch auf die heutige Morphologie der Gegend einen sehr großen Einfluß ausgeübt haben, von PENCK, BRÜCKNER und deren Schülern nicht entsprechend ihrer außerordentlichen Bedeutung gewürdigt worden sind. ROTHPLETZ hatte das bereits im Jahre 1900 betont[8]). Gleiche Zweifel wie DEECKE hat ROTHPLETZ sodann auch gegenüber PENCKS Lehre von einer viermaligen Vergletscherung. Beweise für dessen beide ältesten Vereisungen, die Mindel- und Günzzeit, vermag er ebenso wenig in seinem Gebiete zu finden, wie DEECKE in dem seinigen.

Die Arbeiten von HEIM, DEECKE, ROTHPLETZ — und das sind wohl erst die Anfänge dieser Bewegung — zeigen also, daß die PENCKsche Methode in geologischen Fragen versagt hat und versagen mußte.

Warum? Warum sollte denn der Geograph alles Nötige nicht ebenso gut erlernen und anwenden können wie ein Geologe? Selbstverständlich kann er das, aber — dann kann er eben kein Geograph mehr sein, sondern ist ein Geologe; und er würde somit unter falscher Flagge segeln, wenn er sich dann noch Geograph nennen wollte. Auch der Geograph ist ja kein Übermensch derart, daß er gleichzeitig zwei so große Wissenschaften, wie die Geographie und die Geologie, beherrschen könnte. Die Geographie hat sogar sehr viel mehr als andere Wissenschaften bereits einen so riesenhaften Umfang, betrachtet schon eine so

---

[7]) Die Osterseen und der Isargletscher: Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München, Bd. 12, Heft 2, Nov. 1917, S. 99—364 im besonderen S. 292 usw.

[8]) Schriften d. Ver. f Geschichte des Bodensees, Heft 29, 1900 und Umschau 1901 Nr. 11, S. 210.

übergroße Zahl der verschiedenartigsten wissenschaftlichen Gebiete als zu ihr gehörig, daß gerade umgekehrt weit eher der Lehrstuhl der Geographie in eine ganze Anzahl von Lehrstühlen geteilt werden müßte, als daß der Geograph auch noch mehr oder weniger große Teile der Geologie in sein Gebiet einbeziehen könnte und dürfte. Es wird keiner ein Geologe dadurch, daß er in seiner Jugend einmal Geologie studiert hat. Er muß vielmehr auch dauernd in der Geologie gestanden und darin geblieben sein und sich nur ihr gewidmet haben, wenn er mit Erfolg weiterarbeiten will. Wenn er dagegen amtlich gezwungen ist, die Geographie als Lebensaufgabe zu betreiben, so kann er nicht noch so nebenbei vollwertige geologische Arbeit leisten — er müßte denn die Geographie ganz vernachlässigen.

Es wäre erstaunlich, wenn die Übelstände, die sich aus dem übermäßigen Drängen einzelner Geographen nach der Geologie hin ergeben, nur von Geologen, nicht aber auch von manchen Geographen erkannt sein sollten. In der Tat sind denn auch von geographischer Seite Einsprüche gegen ein solches Auswachsen der Geographie in die Geologie hinein erhoben worden.

Vor allem ist es kein Geringerer als W. M. Davis, der die Neigung, die Geographie immer weiter nach der geologischen Seite hin zu verschieben, so scharf verurteilt, daß man deutlich erkennt: selbst eine so geologische Richtung der Geographie, wie sie durch Davis verkörpert wird, will weit abrücken von dem Wege, den Penck und andere eingeschlagen haben, weil sie ihm als verderblich für die Geographie erscheint. Davis tut das in seiner Besprechung[9]) einer Arbeit von Paul Gröber: Der südliche Tien-Schan, die von A. Penck in seinen geographischen Abhandlungen[10]) veröffentlicht worden ist.

Davis sagt inhaltlich ungefähr das Folgende: Die Geographen bedauern, wenn sie sehen müssen, daß die Geologie

---

[9]) Referat von W. M. Davis in Geographical Review publ. by the American Geographical Society of New York, Sept. 1918, Vol. II Nr. 3, S. 240–241.

[10]) Bd. 10, 1914 Nr. 1, VI und 104 Seiten mit zahlreichen Abbildungen.

die führende Rolle erhält in einem Buche, dessen Titel es doch als ein geographisches bezeichnet. Dieses Buch bringt auf den ersten 68 Seiten eine rein geologische Beschreibung des Gebietes mit einer Fülle von geologisch-technischen Ausdrücken. Darauf folgen neun der Zusammenfassung gewidmete Seiten und acht Seiten mit Verallgemeinerungen. Wenn der Verfasser dann endlich zur Geographie kommt, so findet man diese behandelt auf nur 12 Seiten, und ihr Inhalt zeigt, daß dem Verfasser geographische Probleme erst in zweiter Linie stehen gegenüber den geologischen ... 15 Diagramme erläutern den geologischen Text, kein Diagramm den geographischen, dem sie sehr nötig wären ... Geographisch läßt die Arbeit viel zu wünschen übrig. Man muß bedauern, so schließt DAVIS, daß der Direktor eines führenden geographischen Institutes (PENCK) so viele Seiten seiner führenden geographischen Zeitschrift einer anderen, ja schon blühenden Wissenschaft, der Geologie, zuwendet und der Geographie, die es nötig hätte und für die er berufsmäßig verantwortlich ist[11]), raubt. Das ist in Kürze der hier in Betracht kommende Teil des DAVISschen Berichtes.

Gewiß gibt es Grenzgebiete zwischen den verschiedenen Wissenschaften. Ein solches Grenzgebiet zwischen Geologie und Geographie ist die Morphologie, die einige heutige Geographen sogar als alleiniges Besitztum der Geographie in Anspruch nehmen wollen. Mit Unrecht. Schon der Geologe CARL FRIEDR. NAUMANN hat in seinem bekannten Lehrbuche der Geognosie[12]) nicht weniger als etwa 70 Seiten der Morphologie gewidmet. Die Sache liegt hier so, daß für die Geographie die äußeren Formen der Erdoberfläche die Hauptsache sind; der innere, geologische Aufbau und die Genesis interessieren die Geographie nur insoweit, als sie zur Erklärung der Formen herangezogen werden können. Für die Geologie liegt die Sache umgekehrt; hier ist der geologische Aufbau die Hauptsache und die Formen der Erdoberfläche mehr nebensächlich.. Auch v. RICHTHOFEN[13]), der doch seiner ganzen Ausbildung nach Geologe war, hat, wie schon oben hervorgehoben, ausgesprochen, daß das Forschungsgebiet der Geographie nur die Erdober-

---

[11]) For which he is professionally responsible.

[12]) Bd. I, Leipzig 1858.

[13]) v RICHTHOFEN, Aufgaben und Methoden der Geographie, Universitätsprogramm, Leipzig.

fläche sei, also nicht das Gebiet unter der Erdoberfläche, und er hat in seiner Lehrtätigkeit diese Grenze stets streng betont und innegehalten.

In Nordamerika betrachten wohl die meisten Geologen die Morphologie als zur Geologie gehörig und stehen deshalb in lebhaftem Widerspruch zu Davis, der sie ganz der Geographie angliedern will. Dort sind eben die Vertreter der allgemeinen Geologie nicht, wie in Deutschland, noch mit der Paläontologie belastet; und das ist der Grund, weshalb bei uns diese Geologen die Morphologie in ihren Arbeiten bisher mehr vernachlässigt hatten. Sobald aber einmal bei uns die Trennung der allgemeinen Geologie von der historischen Geologie + Paläontologie durchgeführt sein wird, werden auch die allgemeinen Geologen der Morphologie als einem Teile der Geologie mehr Aufmerksamkeit zuwenden. Dadurch, daß das zur Zeit noch nicht in wünschenswertem Maße geschehen ist, kann jedoch die Morphologie ihre Zugehörigkeit zur Geologie nicht verloren haben; denn diese Zugehörigkeit wird durch sachliche Gründe bedingt und hängt nicht etwa davon ab, ob dieser oder ob jener auf dem Gebiete der Morphologie gearbeitet hat oder nicht.

Auch die Geophysik ist bis zu einem gewissen Grade ein Grenzgebiet zwischen Geologie und Geographie. Die Vertreter beider Wissenschaften wollen sie für sich in Anspruch nehmen. Die Tiefen der Erde sind indes zu innig mit der allgemeinen Geologie und der Petrographie verknüpft, als daß das Problem der Beschaffenheit des Erdinnern in erschöpfender Weise einseitig vom Geophysiker gelöst werden könnte; es bedarf dazu der Mitarbeit des Geologen.

Ebenso ist die Betrachtung des Erdmagnetismus mehr eine Sache der Geologie, und nur die magnetischen Störungen sind zur Geographie gehörig; und ähnlich ist die Frage nach dem spezifischen Gewicht der Erde mehr geologischer Natur, da sie auf das Engste mit der Frage nach der Beschaffenheit des Erdinnern zusammenhängt.

Wenn nun solche Grenzgebiete zwischen Geologie und Geographie bestehen, und wenn es an und für sich jedem Träger der freien Wissenschaft gestattet sein muß, sich in seinen Arbeiten frei zu bewegen, wohin er will, voraus-

gesetzt, daß er wirklich die dazu nötigen Kenntnisse voll und ganz besitzt, so sind doch die Vertreter der Geologie und die der Geographie in ihrem Amte an den Universitäten und Hochschulen in Deutschland nicht frei. Sie sind bei uns eben nicht bloß Forscher, sondern zugleich auch Lehrer und damit einerseits Staatsdiener, andererseits Angehörige des Professorenkollegiums. Damit aber liegen ihnen nach zwei Richtungen hin Pflichten ob, nämlich gegen ihre Schüler und gegen ihre Kollegen:

Bei ihren Schülern dürfen sie nie Zweifel darüber aufkommen lassen, wo die Grenzen der von ihnen vertretenen Wissenschaften zu ziehen sind. Mag ein Lehrer der Geographie noch so große geologische Neigungen haben, so steht ihm doch das Recht zu deren Betätigung nur für seine eigenen Arbeiten zu, nicht aber darf er auch bei seinen Schülern die Vorstellung erwecken, dieses oder jenes Gebiet der Geologie gehöre eigentlich zur Geographie. Das gleiche gilt natürlich für den Geologen mit etwaigen geographischen Neigungen.

Den Vertretern beider Wissenschaften erwächst aber weiter auch die Pflicht, sich doch immer möglichst auf die eigene Wissenschaft zu beschränken aus dem weiteren Grunde, weil ein Übergreifen auf das Gebiet der Schwesterwissenschaft sehr leicht zu einer Trübung des kollegialen Verhältnisses führen kann, wie das nach unseren Erfahrungen schon mehrfach durch Übergreifen von geographischer Seite eingetreten ist. Denn, da es eine alte Erfahrung ist, daß man gerade auf denjenigen Gebieten, die man ohne umfassende eigene Kenntnisse nur als Liebhaberei betreibt, sein Können und Wissen zu überschätzen geneigt ist, so kann diese Überschätzung des eigenen mangelhaften Wissens sehr leicht eine Quelle von Mißhelligkeiten aller Art zwischen den Kollegen werden, deren einträchtiges Zusammenarbeiten im Interesse der Sache doch dringend erwünscht sein muß.

Endlich noch ein Drittes und Schlimmstes: Wenn der Geograph sich für einen Geologen hält und sein Fach nach dieser Seite hin zu verschieben trachtet, dann bekommt die betreffende Hochschule schließlich zwei Geologen, behält aber keinen wirklichen

Geographen; und wenn dann an manchen Hochschulen nur solche geologische Geographen herangezogen werden, so steigert sich dieser Übelstand mehr und mehr. Darunter müßte aber die Sache außerordentlich leiden, denn unsere Hochschulen brauchen notwendig Beides: einen wirklichen Geographen neben einem wirklichen Geologen.

Stellen wir zum Schluß noch einmal die Aufgaben beider Wissenschaften einander gegenüber, so ergibt sich: Die Geologie hat alle im Laufe der Zeit aufeinander gefolgten Entwicklungsstadien der Erde zu betrachten und die Kräfte kennen zu lehren, durch die diese Veränderungen, diese Entwicklung bewirkt wurden. Die historische Entwicklung der Erde gehört also unweigerlich in das Gebiet der Geologie. Geologie ist Entwicklungsgeschichte der Erde, folglich auch Entwicklungsgeschichte der Erdoberfläche und ihrer Formen.

Geographie dagegen ist die Kenntnis von der Erdoberfläche und deren Beziehungen zur Natur, der Lebewelt und ganz besonders zum Menschen; und namentlich die gewaltige Wichtigkeit der wirtschaftlichen Beziehungen tritt heute mehr und mehr in den Vordergrund und fordert gebieterisch vom Geographen den Ausbau dieses Gebietes. An der Richtigkeit dieser Definitionen wird kein Sachverständiger zweifeln. Ist dem aber so, dann darf ihnen nicht nur mit dem Munde und auf dem Papier Gültigkeit zugesprochen werden, sondern die Berliner Geographenschule muß sich auch mit der Tat danach richten. Wo bleibt denn die Pflege aller Beziehungen der Erde zum Menschen bei einer Geographenschule, die mehr und mehr geologischen Neigungen nachgeht? Notwendig muß, wenn das Hindrängen zur Geologie anhält, die eigentliche Geographie im selben Maße verkümmern, verschwinden und an deren Stelle ein Etwas treten, das mehr oberflächliche Geologie als Geographie ist. Es liegt doch auf der Hand, daß derjenige, der „Geolog-Geograph" oder „Geograph-Geolog" sein will, voll und ganz weder Geolog noch Geograph, sondern nur ein Zwischending zwischen beiden ist.

Aber selbst angenommen, eine Geographenschule machte die besten geologischen Arbeiten der Welt — würde denn dadurch die Geographie gefördert, würden die Beziehungen der Erdoberfläche zum Menschen erkannt?

Bei der Besetzung geographischer Lehrstühle werden alle maßgebenden Personen nicht umhin können, sich die obengenannten Dinge vor Augen zu halten, wenn Schaden verhütet werden soll und wenn wir nicht mehr und mehr auf Verhältnisse zurückgeschoben werden sollen, wie sie an den Hochschulen Nordamerikas üblich sind, wo, wie Seite 32 zeigt, eine strenge Scheidung zwischen Geographie und Geologie für die Lehrstühle gar nicht zu bestehen scheint. Zweifellos führt uns die Pencksche Richtung der Geographie mit Riesenschritten rückwärts zu solchen nordamerikanischen Verhältnissen und damit zu den schweren Übelständen, die oben geschildert worden sind, und unter denen auch die Geologie leiden muß.

In seiner inzwischen erschienenen Rektoratsrede (A. Penck, Die erdkundlichen Wissenschaften an der Universität Berlin, akadem. Rede zum 18. August 1918, Berlin 1918) berichtet A. Penck (S. 11), daß in der Zeit von 1867—92 an der Berliner Universität neben Beyrichs Ordinariat für „Geologie und Paläontologie" noch eine zweite Professur (erst Extraordinariat, dann Ordinariat) „für Geologie" bestanden habe, die Justus Roth innehatte. Diese Mitteilung muß irreführen, da man unter „Geologie" die allgemeine und historische verstehen muß. Roth aber hat nie etwas anderes in seinen Vorlesungen und Arbeiten vertreten, als allgemein Geologisches. Er war somit die Ergänzung zu Beyrich, der umgekehrt nur historischer Geolog und Paläontolog war. Es bestanden folglich nicht, wie A. Penck sagt, in Berlin zwei Lehrstühle für „Geologie". Ob etwa der Lehrauftrag Roths wirklich für „Geologie" lautete oder anders gefaßt war, können wir von hier aus nicht feststellen. Aber selbst wenn dem so gewesen wäre, so würde Roth doch nur dem Buchstaben nach für „Geologie" angestellt gewesen sein, dem Geiste nach aber nur für „allgemeine Geologie".

Ganz ebenso mißverständlich ist das, was A. PENCK auf S. 39 bezüglich der heutigen Verhältnisse in München sagt. ROTHPLETZ mag in seinem Testament, in dem er eine Summe für die Zweiteilung der hiesigen Professur für „Geologie und Paläontologie" vermachte, von einer Teilung in „Geologie" und in „Paläontologie" gesprochen haben; wir wissen das nicht. Was er aber auf jeden Fall beabsichtigt und gemeint hat, darüber hat er sich in gar nicht mißzuverstehender Weise in München mündlich ausgesprochen. Daraufhin ist denn auch von der Universität in München die Zweiteilung in der Weise beantragt worden, daß einerseits eine Professur für „allgemeine Geologie", andererseits eine solche für „historische Geologie und Paläontologie" besetzt werden sollten. Dementsprechend wurde vom Ministerium entschieden.

In beiden Fällen also, vor Jahrzehnten in Berlin, jetzt in München ist die Teilung nicht so, wie A. PENCK das befürwortet (1. „Geologie", d. h. allgemeine und historische, 2. „Paläontologie") und wie das aus seinen obigen Worten gefolgert werden könnte, geschehen, sondern ganz so, wie wir beide in Übereinstimmung mit fast allen deutschen Geologen befürworten (1. „allgemeine Geologie", 2. „historische Geologie und Paläontologie").

---

2. Über ein Geschiebe (?) von Schlagenthin in der Neumark.

Von Herrn PAUL OPPENHEIM.

Berlin-Lichterfelde, den 1. Dezember 1918.

Der Bezirksgeologe Dr. HANS MENZEL, welcher zum lebhaften Bedauern seiner Fachgenossen seit Beginn des Krieges vermißt wird, übergab dem Verf. im Jahre 1913 zwei Gesteinsstücke, welche nach dem beiliegenden Etikett in der Kiesgrube von Schlagenthin als Geschiebe gesammelt sein sollten. Aller Wahrscheinlichkeit nach war das Material einer Sendung beigefügt, welche die von I. PONTEN in den jungen Meeresbildungen der Strophaden

gesammelten und vom Verf. später studierten[1]) Konchylien enthielt. Ich habe das betreffende Gestein damals angesehen und, da ich mir aus ihm keinen Vers zu machen vermochte, wieder fortgelegt. Dies hat sich bei öfteren Gelegenheiten wiederholt, so daß bis jetzt die Angelegenheit unter anderen Beschäftigungen und unter den Ereignissen dieser schweren Zeit liegen geblieben ist. Irgendwelche persönliche Unterhaltung über den Gegenstand hat, wie ich hinzuzufügen nicht unterlassen will, zwischen mir und Menzel nicht stattgefunden.

Die beiden Stücke sind etwa 9 cm groß und 3 cm dick. Die Oberfläche ist uneben, auf der einen Seite liegt frisches Gestein vor, auf der anderen zeigt es eine dünne Verwitterungsrinde. Die Spuren des Lagers, aus welchem die Stücke entnommen waren, lassen sich an ihnen nicht erkennen, weder sichere Überreste von Kies noch von Geschiebemergel haften an ihm von außen. Das Gestein ist ein ziemlich harter Oolith, in welchem zahlreiche Trümmer weißer, kalzinierter Schalen eingestreut sind. Die Farbe ist weißgrau, an den verwitterten Stellen schwärzlich. Die Oolithkörner sind verhältnismäßig groß und erreichen bis 2 mm Länge. Sie sind sehr unregelmäßig in der Gestalt, die langgestreckten erinnern äußerlich an die Schalen von *Cypris faba* Derm. Sie scheinen sich meist um Schalentrümmer herum abgesondert zu haben, sind aber nur selten regelmäßig konzentrisch im Bau, sondern fließen seitlich zu sehr unregelmäßigen Gestalten zusammen. Verbunden sind sie unter einander durch eine mehr oder weniger kristallinische Zwischenmasse.

Die im Kalke eingeschlossene Fauna ist ziemlich ungünstig erhalten, die Formen stecken zum Teil noch im Gestein und sind, empfindlich wie sie selbst sind, aus dem harten Kalk nur schwer heraus zu präparieren. Es können artliche Bestimmungen also nur mit aller Reserve gegeben werden. Immerhin läßt sich feststellen, daß diese Fauna neben einzelnen kleinen Planorben und Hydrobien eine *Mactra* enthält, die der *M. podolica* Eichwald entsprechen könnte, zwei brackische Cardien aus der Gruppe der Adacniden, von denen das eine wahrscheinlich *C. obsoletum* Eichwald ist, das andere dem *C. conjungeus* Partsch nahestehen dürfte, und einen ziem-

---

[1]) Zur Geologie der Strophaden. Zentralbl. f. Mineralogie usw., 1916, 9—10, p. 221 ff.

lich glatten *Trochus*, der an *T. podolicus* EICHWALD erinnert.

Es scheint also trotz aller Vorsicht, welche, wie oben betont, dem Einzelnen gegenüber am Platze sein dürfte, kaum zweifelhaft, daß wir es hier mit einem Gestein vom Charakter und wahrscheinlich auch vom Alter der sarmatischen Stufe zu tun haben. Die Frage ist nur, ob es sich um ein wirkliches Geschiebe handelt. Der Fundpunkt, unfern der bekannten Kiesgrube von Dahmsdorf—Müncheberg gelegen, ist nahe genug zu Berlin, um Verschleppungen zu gestatten, wenn diese auch nicht gerade sehr wahrscheinlich sein dürften. MENZEL selbst scheint an der Geschiebenatur nicht gezweifelt zu haben. Dies geht aus seinem Etikett hervor, wie aus einzelnen Tintenkreisen, mit denen er die ihm interessant erscheinenden Fossilien umzogen hat. Es ist für jeden, der in Geschieben von norddeutschem Tertiär einige Kenntnisse besitzt, ohne weiteres klar, daß dieser Fund MENZELS, wenn er sich bewahrheiten sollte, nicht ohne eine gewisse Bedeutung wäre. Gerade deshalb aber, und weil mir selbst gewichtige Zweifel und Bedenken keineswegs zerstreut sind, will ich mich hier bescheiden, Weiteres auszuführen und kein Kartenhaus von Hypothesen auf so unsicherer Grundlage errichten. Andererseits halte ich es doch für angemessen, derartige Funde zu registrieren[2]). Werden sie widerlegt oder auf ihre richtige Bedeutung zurückgeführt, so stiftet dies keinen großen Schaden; im anderen Falle läßt sich vielleicht später auf ihnen aufbauen. Vorläufig habe ich jedenfalls im Interesse meiner Zeit angesichts der Unsicherheit des Gegenstandes eingehendere Arbeiten an dem Material unterlassen. Was ich an Oolithen aus der sarmatischen Stufe des Ostens kenne, bzw. in den hiesigen Sammlungen vergleichen konnte, stimmt nicht genau mit unserem Stück überein, was natürlich die Frage nach keiner Richtung hin entscheidet.

---

[2]) Ich will nicht verschweigen, daß Herr JENTZSCH, dem ich das eine der beiden Handstücke durch die freundliche Vermittlung von Herrn JOH. BOEHM vorlegen ließ, in diesem Punkt anderer Ansicht war. JENTZSCH hält das Stück für sicher verschleppt oder verwechselt; nach seiner ursprünglichen Lagerstätte zu forschen, sei zwecklos und es wäre am besten, es einfach wegzuwerfen.

3. Über paläozoologische Sammlungen.

Von Herrn Ernst Stromer.

München, den 18. Februar 1919.

Der Krieg hat mir ermöglicht, außer den mir schon gut bekannten Sammlungen im Jahre 1916 und 1917 neue kennen zu lernen, wobei sich mir die stärksten Gegensätze darboten, z. B. die in jeder Beziehung durchdachte, vorzüglich durchgearbeitete und glänzend aufgestellte Brüsseler und die Tübinger Sammlung, in welcher der z. T. äußerst wertvolle Inhalt leider nicht genügend zur Geltung kommt. Der Krieg legt auch den Gedanken nahe, daß die ihm sicherlich folgende Geldnot einer Wissenschaft, die nur sehr wenigen praktischen Nutzen hat und deren Betrieb nicht unerhebliche Mittel erfordert, verhängnisvoll werden kann, wenn nicht möglichst zweckmäßige, intensive Arbeit den Mangel an reichen Zuschüssen ausgleicht.

Im folgenden sollen nun Erwägungen, die mich seit Jahren im stillen beschäftigten, die aber durch das neu Gesehene verstärkt und belebt wurden, vorgetragen werden, um denjenigen, die als Leiter, Angestellte oder Benutzer paläozoologischer Sammlungen ein Interesse an ihnen haben, neue Anregungen zu geben.

Die Trennung von Schausammlung und wissenschaftlicher Arbeitssammlung, wie sie z. B. im Berliner Museum für Naturkunde durchgeführt ist, bietet solche zweifellose Vorzüge, daß sie nicht erst zu erörtern sind. Für viele Sammlungen wird sie aber durch räumliche Verhältnisse verhindert oder doch sehr erschwert und für kleinere lohnt sie sich nicht. Ein Mißstand ist dabei jedenfalls hervorzuheben, daß nämlich öfters wissenschaftlich sehr wertvolle Stücke derart zu Schauzwecken verwandt, z. B. in montierte Skelette eingefügt sind, daß sie sich nicht oder nur allzu schwer wissenschaftlich untersuchen lassen.

Montierte Skelette sind eben so aufzustellen, daß sie leicht auseinandergenommen werden können, damit die so wichtigen Gelenkflächen, die Schädelunterseite und andere bei der Montage verdeckte Teile gut studiert werden können. Ergänzungen sind nicht, wie z. B. in der Stuttgarter Sammlung, so auszuführen, daß sie kaum erkennbar sind, sondern

in der Farbe zwar nicht auffällig, aber doch deutlich vom Originalmaterial abweichend, wie es z. B. in der Münchener Sammlung gut durchgeführt ist. Sehr mißlich ist, daß meistens, z. B. auch in der letztgenannten Sammlung, Skelette, die von einem Individuum stammen, nicht ausgezeichnet sind und daß bei den andern Skeletten nicht angegeben ist, wie sie zusammengesetzt wurden. Denn einheitliche Skelette sind natürlich 'wissenschaftlich' viel wertvoller als die allermeisten, die aus Resten mehrerer Individuen zusammengesetzt sind, wobei keine Sicherheit besteht, ob nicht nach Lebensalter, Proportionen, Geschlecht oder gar systematisch verschiedenes Material vermengt wurde.

In Schausammlungen erfüllen übrigens gute plastische Nachbildungen oft viel besser ihren Zweck, als unvollständige oder verdrückte Originale; sie können so gefärbt sein, daß der Beschauer sie für echt hält, wenn es nur auf der Etikette richtig vermerkt ist, womöglich mit Angabe, wo sich das Original befindet. Das nötige Vertrauen zur Richtigkeit der Nachbildungen kann aber auch erhalten werden, wenn ähnlich, wie im Brüsseler Museum, neben den montierten und ergänzten Skeletten bzw. Nachbildungen Originalreste in der Verfassung ausgestellt werden, in der sie gefunden und frei präpariert sind.

Öfters wirkt nun gerade in der Paläontologie noch die Erinnerung an das alte Raritätenkabinett ein, indem man möglichst absonderliche oder doch tunlichst große Tierreste auszustellen sucht. Der Umstand, daß große Fossilien von Laien und bei nur oberflächlichem Suchen am leichtesten gefunden werden und daß auch der sorgfältige Sammler stattliche Stücke bevorzugt, läßt überhaupt ein falsches Bild von der Durchschnittsgröße der einstigen Tiere aufkommen. Für Schausammlungen ist es allerdings gut, wenn gewissermaßen als Lockvögel, um das Interesse weiterer Kreise anzuziehen, einige derartige Formen auffällig ausgestellt sind. In wissenschaftlichen Sammlungen sollen aber in erster Reihe die normalen Vertreter aller möglichen Tiergruppen und Faunen vorhanden sein; nur wenn Platz und Mittel es gestatten, ist es selbstverständlich erwünscht, wenn auch aberrante Formen vorhanden sind.

Jede S a m m l u n g ist natürlich mehr oder minder v o n d e n ö r t l i c h e n g e o l o g i s c h e n V e r h ä l t n i s s e n a b h ä n g i g, vor allem wird sie von den nächstgelegenen Fundorten besonders viel Material ent-

halten. Universitätssammlungen, die ja speziell zu Lehrzwecken dienen, sowie große Sammlungen suchen allerdings universell zu sein. Jedenfalls sollten hier besonders wichtige Formen, Tiergruppen oder Faunen aus allen möglichen Gebieten, wenn auch nur in guten Nachbildungen, nicht fehlen, und zwar muß eine gewisse Vollständigkeit angestrebt werden. Wenn z. B. in München die Flugsaurier der Solnhofener Plattenkalke natürlicherweise in größter Anzahl und in Prachtstücken vorhanden sind, so ist es doch ein Mangel, daß nicht alle oder wenigstens sämtliche besonders schönen Stücke dort, wenn auch nur in guten Abgüssen, vertreten sind[1]).

Sammlungen naturwissenschaftlicher Vereine oder private und Provinzsammlungen streben nun ebenfalls oft die oben erwähnte Vollständigkeit an, leider meistens nur mit dem Erfolge, daß die Kräfte zersplittert werden, und daß sie zwar heterogenes Material aus allen möglichen Fundorten besitzen, die wichtigsten Formen aber nicht oder nur in ungenügenden Resten, und daß sie nirgends eine gewisse Vollständigkeit erreichen. Sie könnten bei richtiger Beschränkung selbst bei sehr bescheidenen Mitteln einzigartiges Material zusammenbringen, wenn sie sich bemühten, die lokalen Faunen eines begrenzten Gebietes möglichst vollständig zu erhalten, wie es z. B. in der Brüsseler und Regensburger Sammlung geschieht.

Jeder Forscher, der über die betreffenden Faunen arbeitet, findet in solchen Sammlungen das Material in seltener Vollständigkeit beisammen. Die Leiter solch kleiner Sammlungen sind überdies meistens nicht Fachleute und können ihnen nur nebenbei ihre Kraft und Zeit widmen; sie wären aber wohl imstande, sich so in das begrenzte Arbeitsgebiet einzuarbeiten, daß sie es beherrschen.

Im übrigen wäre in solchen Sammlungen nur dazu gehöriges Vergleichsmaterial und höchstens noch eine kleine Lehrsammlung zu erwerben. Kommt, wie es so häufig geschieht, fremdartiges Material durch Schenkung herein, so kann es für die Lehrsammlung, vor allem aber zum Tausch dienen, um Notwendiges zu erhalten.

Gewissermaßen als Ideal der Anordnung sieht man meistens die systematisch-zoologische an und betrachtet es

---

[1]) Eine Art, das zur Vervollständigung nötige Material ohne zu große Kosten zu beschaffen, wird am Schluß erwähnt.

als besonders wertvoll, wenn möglichst viele Originale ausgestellt werden können. Das scheint mir aber nicht richtig zu sein. Nicht nur weist das System bei mittleren oder gar kleineren Sammlungen äußerst große und empfindliche Lücken auf, weil einfach aus pekuniären Gründen und oft auch infolge von Raummangel sehr wichtige Formen oder ganze Gruppen und Ordnungen nicht oder nur in allzu dürftigen Resten vertreten sein können, sondern diese Anordnung ist auch viel zu einseitig. Da meistens schon aus rein praktischen Gründen Faunen, aber nicht systematische Gruppen bearbeitet werden, ist eine solche Arbeit erschwert, wenn das Vergleichsmaterial, vor allem auch die Typen der Faunenbearbeitungen, in der rein systematisch angeordneten Sammlung zerstreut ist. Zu stratigraphischen und paläogeographischen, auch zu manchen paläobiologischen Studien ist eine Aufstellung nach Faunen, oft sogar nach Fundorten erforderlich. Vor allem kommt aber das zeitliche Moment bei der rein systematischen Anordnung nicht genügend zur Geltung, und gerade dieses spielt doch eine wesentliche Rolle in unserer Wissenschaft gegenüber der Zoologie.

In manchen größeren Sammlungen sind die Fossilien deshalb sowohl in einer systematischen als in einer stratigraphischen Abteilung aufgestellt, innerhalb der letzteren aber wieder systematisch angeordnet. Richtiger erschiene mir, um ein möglichst klares Bild der erhaltenen Faunen zu liefern, in der stratigraphischen Abteilung die Fossilien nach Lebensgemeinschaften anzuordnen, ihre Bedeutung als Leitfossilien für Fazies und geologisches Alter durch Bezeichnungen auf den Etiketten hervorzuheben und vor allem auch Angaben über ihre Häufigkeit zu machen.[1a)]

In beiden Abteilungen nun wirkt die gewohnte Ausstellung der Originale störend, weil leider nur zu viele derselben schlecht oder doch ungenügend erhalten sind und durch später gefundene bessere Stücke ersetzt werden sollten, und weil sie sehr häufig unwichtige, z. B. für Faunen nicht charakteristische, nur vereinzelt gefundene Formen oder ganz aberrante Typen darstellen. Anderseits

---

1a) Solche Bezeichnungen für Leitfossilien, für Häufigkeit usw., sowie die gleich zu erwähnenden Auszeichnungen der Originale sollten durch gegenseitige Vereinbarungen möglichst gleichartig in den verschiedenen Sammlungen angewandt werden, um den Benutzern ein rasches Zurechtfinden und Verstehen möglichst zu erleichtern.

erschwert das Verteilen der Originale in die Abteilungen ihr Auffinden.

Deshalb sollten die Originale stets, wie es z. B. in der Berliner Sammlung der Fall ist, durch Anbringen von einem Farbtupfen [2]) am Objekt, oder wenn dies, z. B. wegen dessen Kleinheit, untunlich ist, am Objektträger oder -behälter ausgezeichnet werden, und zwar womöglich verschieden für abgebildete und für nur im Text beschriebene Stücke. Dadurch würden diese wertvollen und sorgfältiger als gewöhnliche Sammlungsstücke bestimmten Fossilreste leichter auffindbar und gingen weniger leicht verloren, auch wenn sie in montierte Skelette eingefügt oder mit anderen Resten gleicher Art in einer Schachtel beisammen sind. Auf den Etiketten sind außerdem Typen und Cotypen neuer Arten usw. stets als solche deutlich hervorzuheben.

Nur wichtige und gut erhaltene Originale sind auszustellen. die übrigen genügend markierten können in den Schubladen aufbewahrt werden. Um nun die vorhandenen Originale leicht finden zu lassen, sollte eine erstklassige Sammlung einen Zettelkatalog all ihrer Originale haben und auf dem laufenden erhalten, von dem zwecks leichterer Einsicht von Zeit zu Zeit Listen (gedruckt oder hektographiert) für Benutzer der Sammlungen aufgelegt und mit anderen Sammlungen ausgetauscht werden. Im idealen Falle ist der Katalog dreifach anzulegen: 1. nach Autoren, 2. nach dem paläozoologischen System, 3. nach Stratigraphie und Fundorten.

Die einfache systematische Aneinanderreihung oder faunistische Aufstellung der Fossilien, wie sie fast überall sich findet, genügt nun keineswegs, um die Objekte voll verständlich zu machen und sie zur Belehrung des Beschauers wirklich auszunützen. Deshalb sollen im Folgenden Beispiele gegeben werden, wie Besserungen zu erzielen sind, womit natürlich nicht gesagt sein soll, daß das hier angeführte in allen Fällen oder gar genau in der angegebenen Weise durchgeführt werden müßte..

Zunächst sind in den s y s t e m a t i s c h e n A b t e i l u n g e n jeder Gruppe die rezenten Angehörigen oder nächst vergleichbaren Formen in Objekten oder in Abbildungen voranzustellen, um den Gesamtorganismus in seinem äuße-

---

[2]) Die Farbtupfen müssen natürlich leicht zu entfernen sein. damit sie bei photographischer Wiedergabe nicht stören.

ren wie in seinem anatomischen Bau vorzuführen, im Gegensatz zu den stets unvollständigen fossilen Resten [3]).

Daß instruktive Fossilien von mehreren Seiten sichtbar, auch ihr Inneres, Schnitte und Strukturdarstellungen in Präparaten oder doch in Zeichnungen viel mehr als üblich ist, ausgestellt werden sollten, ist nicht erst besonders zu betonen. Die Morphologie und Anatomie der Fossilien als sichere Grundlage des Wissens kann ja nicht genug Beachtung finden. Denn die meisten einstigen Formen sind auf Grund dürftiger oder ganz unvollkommen untersuchter Reste in das System eingereiht, der Bau auch nur ihrer wohl erhaltungsfähigen Hartteile ist jedoch noch nicht bekannt. Um wirkliches Verständnis für die Organismen zu erwecken, sollten aber wenigstens bei instruktiven Typen ergänzte Figuren ausgestellt werden. Zum Beispiel ist es doch mißlich, wenn in vielen Sammlungen ganze Reihen von Steinkernen von Ammoniten und Rostren von Belemniten daliegen und fast nirgends ein vollständiges Gehäuse eines Ammoniten mit Mundrändern und eine Ergänzung eines Belemnitentieres zu sehen ist, aus welchen erst erkenntlich würde, wie mannigfach die Wohnkammern der Ammoniten sind und einen wie unwesentlichen Teil das meistens allein erhaltene Rostrum darstellt.

Sehr gut und unschwer auszuführen ist das in Brüssel angewandte Verfahren, eine in Umrißlinien gezeichnete Skelettskizze neben dem Fossil auszustellen und in ihr farbig den erhalten vorliegenden Teil anzugeben. Selbst Fachleuten ist es ja oft zu schwer oder unmöglich, zu erkennen, was die in den Glaskästen ausgestellten Bruchstücke eigentlich sind.

Auch die vergleichende Anatomie verdient Berücksichtigung. Als Beispiele lassen sich, in Skizzen oder auch an Objekten selbst, Kelchplatten von Krinoiden, Scheitelschildplatten von Seeigeln und das Flügelgeäder von *Palaeodictyoptera* und anderen Insektengruppen vorführen, ferner auch die Extremitäten sowie das Abdomen und Postabdomen von *Scorpio*, *Limulus* und paläozoischen *Xiphosura* und *Gigantostraca*, die Skelettteile von *Belemnites*, *Belosepia*, *Sepia*, *Spirulirostra*, *Spirula* und irgendeiner

---

[3]) Die in didaktischer Beziehung höchst wünschenswerte, ja eigentlich nötige Vereinigung von zoologischer und paläozoologischer Schausammlung läßt sich leider wohl fast nirgends erzielen. Immerhin wäre erstrebenswert, Schausammlungen von Skeletten oder Konchylien mit paläozoologischen zu verbinden.

Chondrophoren, endlich das Lacrymale der Säugetiere neben dem Praefrontale der Reptilien, *Stegocephali* usw. Es könnte dadurch etwas der großen Einseitigkeit der vergleichenden Anatomen entgegengearbeitet werden, die fast alle nur rezentes Material ontogenetisch bearbeiten, fossiles aber gar nicht oder nur ganz oberflächlich kennen.

Die Bedeutung der Form sollte an Beispielen immer wieder hervorgehoben werden. Belehrend ist dabei, wenn auch Pathologie besonders belegt wird, in Ausstellung krankhafter Ammoniten, wie z. B. in der Münchener Sammlung, von geheilten Knochenbrüchen usw. Jedenfalls aber sollten Altersstadien möglichst oft ausgestellt sein; bekannte Beispiele sind die Änderungen in Skulptur und Querschnitt von Ammonitenschalen, das Armgerüst von Brachiopoden, der Rückenpanzer von Trilobiten, die kiementragende Larve des *Branchiosaurus* oder *Archegosaurus* mit geringerer Verknöcherung und anderer Schädelform als der erwachsene, der junge *Ichthyosaurus* mit anderen Körperproportionen als der erwachsene, das Milchgebiß der Säugetiere neben dem bleibenden, endlich Abkauungsstadien von Zähnen. Auch auf Geschlechtsunterschiede ist aufmerksam zu machen, wo sie gesichert sind, wie bei Gigantostraken und bei Krabben oder bei Hirschen und Schweinen, und wo sie vermutet werden, wie bei manchen Trilobiten *(Sao)* oder bei *Nautilus* und bei *Dicynodon* und *Udenodon* oder bei *Titanotherium*. Der Generationswechsel ist bei Foraminiferen unschwer darzustellen, wie z. B. in München der Zeugungskreis eines Nummuliten zeichnerisch ausgestellt ist.

Bei Korallen und anderen Coelenteraten sollten die Einzeltiere gegenüber den Stöcken und verschiedenen Stockformen, z. B. bei *Cyathophyllum*, und Polymorphismus z. B. bei *Heliolites* und *Dictyonema*, vorgeführt werden.

Da immer wieder individuelle Variabilität in Form und Größe bei systematischen Arbeiten in ihrer Bedeutung nicht richtig eingeschätzt werden, sind auch dafür möglichst viele und mannigfaltige Belege nötig. Gute Beispiele besonders großer, systematisch bedeutungsloser Formverschiedenheiten bieten hauptsächlich festsitzende Tiere, wie Korallen, gewisse Spongien, Austern, oder sehr wenig bewegliche, wie der Capulide *Platyceras*, auch der Brachiopode *Pygope*. Starke Größenschwankungen können vielfach belegt werden, z. B. an Schädeln von erwachsenen Höhlenbären. Daneben sollten aber auch Beispiele sehr geringer Variabilität

nicht fehlen, z. B. gewisse Ammoniten. Graphische Darstellungen, Variationskurven können das Verständnis erleichtern.

Selbstverständlich sind auch Standortsvarietäten besonders zu belegen, z. B. die in der Durchschnittsgröße so verschiedenen *Macrocephalites* der Kalk-, Phosphat- und Pyritfazies oder die Backenzähne von *Mastodon angustidens typus* und *M. angustidens subtapiroides*, der vermutlichen Grasland- und Urwaldform. Bei geographischen Abarten z. B. von Trilobiten, sollten wiederum kleine Kartenskizzen mit ausgestellt sein.

Endlich dürfen auch Beispiele paläontologischer Mutation nicht fehlen, und zwar nicht nur die etwas abgebrauchten von *Planorbis multiformis* und *Vivipara-Tulotoma*, welch letztere in Frankfurt gut ausgestellt sind, sondern auch moderne, wie z. B. *Calceola sandalina lata* und *alta*. Auch hier sind Kurven, welche die Verschiebung des Mittelwertes der Variation angeben, mit auszustellen. Besonders ist die unmittelbare zeitliche Aufeinanderfolge der Formen dabei zu betonen, denn sie ist ebenso wesentlich wie ihre gestaltliche Verkettung.

Die Darstellung der Biologie kann in einer guten paläontologischen Sammlung in mannigfacher Weise geschehen, vor allem sollte sie in Beispielen vorgeführt werden, die gegenüber denjenigen der zoologischen Sammlung Besonderheiten aufweisen.

Die Art der Ernährung kann in charakteristischen Gebissen, in Darm- und Magenausfüllungen, in Kotballen und in Parasiten belegt werden. Beispiele sind von Säugetiergebissen das des Aasfressers *Hyaenodon*, des Schneckenfressers *Cordylodon*, des omnivoren Höhlenbären; den Darminhalt zeigen Ganoidfische der Solnhofener Plattenkalke, auch manche Trilobiten, den Mageninhalt oft *Hybodus* und *Ichthyosaurus* (gefressene Junge gegenüber solchen im Eileiter) des oberen Lias von Holzmaden. Ferner ist *Platyceras* nicht selten auf Crinoidenkelchen gefunden, also als Parasit auszustellen. Spuren von Parasiten sind die Höhlen in Crinoidenstielgliedern, die wahrscheinlich von Myxostomiden bewohnt wurden[3a]).

Die Fortbewegungsart zeigen uns Kriech- und Fußspuren an, wie z. B. die Fährte des Dinosauriers *Campsog-*

[3a]) Der wurmartige Raum in *Pleurodictyum problematicum* des Devons war aber sicher nicht von einem echten Parasiten besetzt, es handelt sich hier vielleicht um ein Beispiel für Symbiose.

nathus und die eines *Limulus* im Solnhofener Plattenkalk der Münchener Sammlung. Bei diesen ist ausnahmsweise nicht nur der Abdruck der Fährtenplatte, sondern auch diese selbst erhalten. Wo das nicht der Fall ist, sollte zwecks leichteren Verständnisses ein Gipsabguß die wirkliche Fährte vorführen und womöglich sollte das Fußskelett des zugehörigen Tieres in sie eingefügt oder doch eingezeichnet sein. Rezente Fährten zum Vergleich erleichtern natürlich das Verständnis.

Beispiele von Tieren mit Angriffswaffen, wie z. B. *Machaerodontinae,* und von Schutzwaffen, z. B. die stacheligen *Lichadidae* und *Productidae,* die gepanzerten Devonfische und Dinosaurier *(Polacanthus* usw.) sollten nicht fehlen. Auch hier wären rezente Formen zum Vergleich mit auszustellen, z. B. neben jenen Fischen gepanzerte Welse, also ähnlich geschützte, aber gar nicht verwandte Tiere.

Besonders belehrend wären aber biologische Gruppen, wie Bodenkriecher, gute und schlechte Schwimmer, Flieger usw. Bei letzteren z. B. wäre u. a. *Meganeura* als größtes Insekt auszustellen, ein *Palaeodictyoptere* als Typus für ein Insekt mit vier ganz gleichartigen Flügeln, *Thoracopterus* als ein wahrscheinlicher Flieger unter den Ganoidfischen der Trias, ein lang- und kurzschwänziger Pterosaurier, *Pteranodon* als größter Flieger, *Archaeopterix* im Gegensatz zu einem guten Flugvogel, die ältesten bekannten Fledermausflügel aus dem Mitteleocän von Messel usw., natürlich fast nur in guten Rekonstruktionszeichnungen, da Originale kaum, Gipsabgüsse und Modelle z. T. nur schwer erhältlich sind. Leichter zu beschaffen ist eine Gruppe festsitzender Formen stark bewegten Wassers, bestehend aus einem Kalkschwammstock, z. B. *Barroisia,* aus gewissen Deckelkorallen, *Richthofenidae,* Rudisten, *Balanidae,* usw.

Besonders wichtig ist die Darstellung von Lebensgemeinschaften aller möglichen Art, z. B. die Gegenüberstellung der Riff-Faunen aus dem Devon, oberen Jura und Tertiär oder die Aufstellung der Nummulitenfauna mit den großen *Nautilus* und *Cerithium,* dem stattlichen *Conoclypeus* und den *Myliobatinae* und *Pycnodus,* die mit ihren Plasterzähnen sicher Nummuliten zermalmten. Instruktiv wäre, etwa in Form einer Tabelle, eine entsprechende rezente Lebensgemeinschaft zum Vergleich vorzuführen mit

Auszeichnung des Bruchteils, von dem normalerweise allein Reste überliefert sind.

Endlich sind auch Beispiele von Tieren auszustellen, die sicher eine andere Lebensweise führten als ihre jetzigen nahen Verwandten, wie z. B. *Limulus* aus Süßwasserablagerungen im Gegensatz zum jetzigen marinen, *Eryon* aus Seichtwasserabsätzen des oberen Jura gegenüber der heutigen Tiefseeform, das Mammut mit seinen Anpassungserscheinungen an ein Leben in kaltem Klima neben dem tropischen Elefanten. Natürlich dürfen hier wie auch sonst kurze Erläuterungen der ausgestellten Objekte oder Abbildungen nicht fehlen. Solche Erklärungen sind z. B. in der Berliner und Brüsseler Schausammlung vorhanden, z. T. aber wohl viel zu ausführlich.

Was die Tiergeographie anlangt, so läßt sich die Verbreitung von Tieren, die einigermaßen gesicherte Rückschlüsse auf einstige klimatische Verhältnisse gestatten, in kleinen Karten vorführen. Besonders belehrend ist in dieser Beziehung die Verbreitung der Nummuliten, die ungefähr dem heutigen Verlauf von Warmwasserströmen entspricht, im Gegensatz zu derjenigen der *Fusulinae*, welche fast ganz auf die Nordhemisphäre beschränkt und hier bis in sehr hohe Breiten in Massenentfaltung vertreten sind und so nicht nur eine abweichende Ausdehnung der Meere, sondern auch ganz anders geartete Klimazonen erweisen. Von Interesse ist auch die Verbreitung der *Rudistae*, der oberjurassischen Korallenriffe, die der Dinosaurier, des Mammuts usw.

Beweise einstiger Landverbindungen können vorgeführt werden in Kärtchen, auf welchen z. B. die diluvialen Inselformen der Elefanten und Flußpferde angegeben sind. Als verhältnismäßig gut bekanntes Beispiel der allmählichen Ausbreitung und von Wanderungen lassen sich die *Proboscidea* vorführen, als ein solches für allmähliche Einschränkung die *Dipnoi* oder *Nautilus*. *Ceratodontinae* können uns Relikten im Gegensatz zu einstiger fast universeller Verbreitung zeigen, *Camelidae* oder *Limulus* sind endlich Beispiele für die Erklärung heutiger diskontinuierlicher Verbreitung. Die Darstellung einstiger tiergeographischer Reiche oder Provinzen in Kärtchen mit kleinen Faunenlisten oder mit bildlicher Vorführung der wichtigsten Charakterformen ist schließlich ebenfalls anzustreben. Wünschenswert ist übrigens, daß die hierzu nötigen Kärtchen nicht in der Merkatorschen

Projektion ausgeführt werden, weil diese gerade die paläontologisch gut erforschten Gebiete stark verzerrt und die Zusammenhänge der zirkumpolaren Länder nicht erkennen läßt.

In der stratigraphisch angeordneten Abteilung der Sammlung sollen Tabellen zeitlicher Verbreitung interessanter Tiergruppen oder Arten mit Angabe des Höhepunktes nicht fehlen. Es ist ferner nicht nur, wie oben erwähnt, die Häufigkeit des Vorkommens fossiler Formen auf den Etiketten anzugeben, sondern es sind auch sowohl die Leitfossilien als auch die ersten und letzten bekannten Vertreter von Gattungen oder von größeren systematischen Einheiten auf ihnen besonders zu vermerken. Heute noch lebende Arten, Gattungen usw. sollten mit einem Abzeichen versehen werden; besonders im Känozoikum würde das bemerkenswerte Ergebnisse klar und einfach deutlich machen. Endlich ist wünschenswert, wenn die Fazies auf der jeder Fauna vorangestellten Etikette erwähnt wird. Gegenüberstellungen besonders interessanter Fazies und deren Wechsel im Laufe der Zeiten sollten möglichst anschaulich belegt werden. Die oben erwähnten Beispiele für Lebensgemeinschaften und solche für Tiergeographie ließen sich auch hier einfügen.

Ganz besonderes Interesse erweckt schließlich eine ausgiebige Darstellung alles dessen, was auf die Abstammungslehre Bezug hat. Zunächst ließen sich hier Beispiele geologisch langlebiger, konstanter Typen gegenüber sehr kurzlebigen derselben Ordnung aufstellen, wie z. B. *Lagena* oder *Terebratula* gegenüber *Orbitolina* und *Stringocephalus* und bei den konstanten Gattungen solche mit geringem Formenreichtum, wie z. B. *Lingula* gegenüber solchen mit großem Formenschatz, wie *Rhynchonella* oder *Terebratula*. Aus allen möglichen Tiergruppen sollten solche Beispiele vorgeführt werden, schon um zu zeigen, wie relativ der Begriff langlebig je nach der Tiergruppe ist. Bei Haifischen z. B. ist *Notidanus*, der vom Oberen Jura an vorkommt, dem erst vom Tertiär an bekannten *Carcharias* gegenüber langlebig, bei Säugetieren aber muß eine vom Alttertiär an bis jetzt vorkommende Gattung, wie *Sciurus*, schon als langlebig gelten. Besonders interessant ist, daß sich auch so hochstehende Wirbellose, wie *Nautilus*, gewisse Skorpione oder *Limulus*, als sehr langlebig vorführen lassen.

Sodann ist der Unterschied von Anpassungsreihen, Stufenreihen und Stammreihen mit Beispielen zu belegen.

Bei Wirbeltieren wird für erstere etwa die Anpassung an das Wasserleben in Vorderextremitäten dargestellt, z. B. von *Pleurosaurus*, *Lariosaurus*, *Plesiosaurus*. Als Stufenreihe käme die der *Equidae*, als Stammreihe die von *Mastodon angustidens* bis *longirostris* in Betracht. Für Parallelentwicklung kennt man z. B. unter den Ammoniten genug Beispiele, für Konvergenz solche von Brachiopoden. Auch Kreuzung von Spezialisierung gehört vorgeführt und erklärt, z. B. bei Sägehaien, wo *Oxypristis* in seinen Sägezähnen zwischen *Onchopristis*, *Onchosaurus* einerseits und *Pristis* anderseits vermittelt, in der Zahl der Kanäle seiner Säge aber höher als *Pristis* steht.

Für verschiedene Arten der Entwicklung seien hier ebenfalls Beispiele genannt, zunächst für die Höherentwicklung die Vorführung des Schädelausgusses (Hirnes) alttertiärer Säugetiere gegenüber dem verwandter jungtertiärer und rezenter, für Größenwachstum die Stufenreihe der *Equidae*, für Komplikation die Sutur der Ammoniten, die Jochbildung und Schmelzfältelung von Huftierzähnen, für Rückbildung im Bau eines Organs die Reduktion des Ganoins und dann der Knochenkörperchen in den Schuppen von *Teleostomi*, für Neubildung von Organen die der Hornzapfen von *Titanotheriidae*, für Rückbildung die des Beckens der Seekühe oder der seitlichen Zehen der *Equidae*, für Vermehrung der Elemente eines Organs die der Zahnspitzen eines *Notidanus*-Zahnes oder die der Lamellen eines Backenzahnes von Elefanten; für Einschränkung der Zahl sind z. B. die *Dichograptidae*, die *Palaeoregularia* gegenüber den *Neoregularia* unter den Seeigeln vorzuführen.

Als Beispiel einer Entwicklung an Ort und Stelle ist *Planorbis multiformis* vorzuführen, als solches für Entwicklung mit Wanderungen die der *Proboscidea*. Entwicklungszentren ließen sich wohl am besten in Kärtchen mit Schichttabellen und Eintragung der Entwicklungsreihen vorführen, z. B. Nordamerika im Tertiär als Entwicklungszentrum der *Camelidae*, *Equidae* usw. Eine Entwicklung mit Anpassung an eine andere Lebensweise stellt diejenige von *Creodonta*, *Protocetus*, *Zeuglodon*, *Squalodontidae* und *Cyrtodelphidae* dar, also von landbewohnenden Urraubtieren zu schwimmenden Fischfressern.

Für Atavismus wäre ein menschlicher Humerus mit Processus supracondyloideus auszustellen, der einem Humerus eines alttertiären primitiven Primaten mit noch vollständiger Knochenspange am Foramen entepicondyloideum ge-

genüberzustellen wäre[1]). Belege für die Beziehungen zwischen Ontogenie und Phylogenie bietet die Zahnentwicklung von *Ceratodus* gegenüber Zähnen von *Dipterus* oder die Ontogenie von *Limulus* gegenüber *Bellinuridae* oder auch die des Triboliten *Isotelus* gegenüber *Basilicus*. Für iterative Entstehung endlich ist trotz oberflächlicher Einwände die wiederholte Ableitung von *Vola*-Formen aus *Pecten* ein Beispiel, wobei das in großen zeitlichen Abständen erfolgende Auftreten dieser Formen zu betonen ist.

Die hier genannten Beispiele ließen sich natürlich außerordentlich vermehren, sie sollen nur erläutern, was ich unter belehrender Ausnutzung des Materials verstanden wissen will. Ob sie innerhalb der systematischen, bezüglich der stratigraphischen Sammlung auszustellen sind, oder ob sie in einer besonderen Abteilung „Allgemeine Palaeontologie" zusammengefaßt werden sollen, ist je nach dem zur Verfügung stehenden Raum und Material zu entscheiden. Je nachdem sind natürlich auch alle oder nur die wichtigsten der hier genannten Fälle mit Beispielen zu belegen. Außerdem ist noch zu erwägen, ob nicht eine besondere Voranstellung der Problematica, wie es ganz im kleinen in der Straßburger Palaeontologischen Sammlung geschehen ist, und der Erhaltungsarten vorzunehmen ist. Bei Erhaltungsarten wäre u. a. ein vollständiges Tier, daneben sein ganzes Skelett und schließlich die gewöhnlich allein erhaltenen Skelettteile auszustellen, und zwar von mehreren Tiergruppen.

Gegen das hier Ausgeführte wird man wohl in erster Reihe einwenden, daß seine Verwirklichung Geld und vor allem sehr viel Arbeit kostet. Das muß natürlich zugegeben werden. In den bestehenden Sammlungen steckt aber schon sehr viel Geld und Arbeit, und es ist eine gewisse Verschwendung, wenn ihre kostbaren, oft sehr sorgfältig bearbeiteten Fossilien nicht voll in ihrem belehrenden Wert ausgenutzt werden. Vom Stande der anatomischen, systematischen und stratigraphischen Sammlung ist der Palaeontologe so wesentlich abhängig, daß dieser nicht hoch genug gehoben werden kann, damit endlich oberflächliche Formbeschreibungen und dementsprechend ungenügend begründete systematische Einreihungen nicht mehr wie bisher als Typus palaeontologischer Arbeiten erscheinen. Die meisten pa-

[1]) Die Bären, z. B. der Höhlenbär, können zeigen, wie die hier in Rückbildung begriffene Knochenspange dieses Foramens variabel auftritt, während sie bei Urraubtieren konstant ist.

laeontologischen Sammlungen, außer z. B. die Brüsseler, Berliner und Frankfurter, sind ja nicht viel mehr als gut geordnete Magazine. Es ist dies kein besonderer Vorwurf, denn es gilt überhaupt von den allermeisten wissenschaftlichen und Kunstsammlungen. Ihre trostlose Geistesarmut ist aber nicht geeignet, das Interesse weiter Kreise zu erwecken oder Studierende genügend anzuregen. Allerdings erfordert gerade die Palaeontologie zu viele Vorkenntnisse, um eigentlich populär zu werden, zudem sind wissenschaftliche Sammlungen nicht für diejenigen da, die nichts wissen. Immerhin ist, wie die Verhältnisse in Württemberg, neuerdings auch in Frankfurt, erweisen, bei geeigneter, zielbewußter Popularisierung der Wissenschaft bei vielen naturwissenschaftlich Gebildeten Interesse wachzurufen. Deren Zahl nimmt infolge des sehr verbesserten naturwissenschaftlichen Unterrichts der Volks- und Mittelschulen und mit Hilfe der vervollkommneten populär-wissenschaftlichen Literatur sehr rasch zu.

Die erweckte Anteilnahme an unserer Wissenschaft kommt aber unmittelbar oder indirekt den wissenschaftlichen Sammlungen zugute, sei es durch freiwillige Mitarbeiter, wie z. B. in Frankfurt, sei es durch Schenkungen von Fossilien oder durch Geldspenden, sei es auch nur durch die Möglichkeit, billig Privatsammlungen zu erwerben oder Tausche einzugehen. Nicht selten bedeuten Privatsammlungen allerdings eine Konkurrenz für die öffentlichen Sammlungen, es ist jedoch immer noch besser, wenn Fossilien in jene gelangen, als daß sie unbeachtet zugrunde gehen, und gerade die Verhältnisse in Württemberg beweisen, wie private Sammlertätigkeit schließlich ein besonders glänzendes Aufblühen der Stuttgarter Sammlung mit verursachen half.

Tausch sollte übrigens allgemein eine viel größere Rolle spielen als bisher statt des kostspieligen Ankaufs von Händlern, wobei die Herkunft der Fossilien oft nicht ganz einwandfrei gesichert erscheint. Von jeder Sammlung sollten gute Fundorte auf reichliches und schönes Material möglichst ausgebeutet werden; die Fossilien könnten dann von Studenten zu Übungszwecken präpariert und bestimmt werden, so daß dazu nur eine Nachhilfe bzw. eine Nachprüfung seitens der Sammlungsbeamten nötig ist. Es ließen sich so Suiten gut bestimmter und in bezug auf Fundort und Fundschicht gesicherter Fossilien zu gegenseitigen Tauschzwecken anbieten, wobei zur Ergänzung sorgfältige Abgüsse besonders schöner Sammlungsstücke mit heranzuziehen sind.

Auf diese Weise können den Sammlungen nicht nur wertvolle Fossilien zugeführt, sondern vor allem auch Geldmittel gespart werden, die so für den inneren Ausbau frei werden.

Gewichtiger erscheint der andere Einwand bezüglich der großen Arbeit, die dieser erfordert. Hierzu lassen sich allerdings freiwillige Hilfskräfte in erheblichem Maße heranziehen, wie das z. B. schon in Frankfurt geschieht; zu den schwierigeren wissenschaftlichen Arbeiten genügen deren Kenntnisse jedoch meistens nicht, und zum mindesten ist eine Anleitung und Nachprüfung ihrer Tätigkeit nötig, was im allgemeinen nur wissenschaftlich geschulte Beamte tun können. Hier ist nun zunächst ein Mißstand zu beseitigen. Die Beamtenstellen an den Sammlungen sind nämlich großenteils mit Nichtordinarien besetzt, welchen man nicht übel nehmen kann, wenn sie möglichst dankbares Material zwecks wissenschaftlicher Veröffentlichung zu bearbeiten und sich ihrer Lehrtätigkeit zu widmen suchen, statt nur der stillen Arbeit in der Sammlung nachzugehen. Denn diese wird leider fast gar nicht gewürdigt oder doch nur dem Direktor zugute gerechnet. Bei Berufungen wird anscheinend kaum darauf geachtet, ob der künftige Sammlungsleiter auch Gutes in der Tätigkeit an einer Sammlung geleistet hat oder überhaupt etwas davon versteht. Es ist ja doch so weit in der Zurücksetzung der Paläontologie in Deutschland gekommen, daß als Leiter von großen paläontologischen Sammlungen Tektoniker oder Petrographen ernstlich in Betracht gezogen wurden. Dies muß natürlich vorerst anders werden und wird es auch, wenn die Arbeit in der Sammlung mehr Nachdenken und Wissen erfordert als bisher, was bei der Ausführung der oben vorgeschlagenen Neuerungen der Fall ist. Es dürften dann natürlich die Stellungen an den Sammlungen nicht so, wie es bisher fast die Regel war, vergeben werden, daß sie ohne Ausschreibung den erstbesten bei dem Freiwerden einer Stellung gerade anwesenden oder dem Leiter zufällig bekannten Bewerbern überlassen wurden, und es müßte ein Weg gefunden werden, daß wertvolle Arbeit in ihnen dem Vollbringer derselben selbst zugute gerechnet wird.

Es müßte auch den wissenschaftlichen Beamten tunlichst besonderer Urlaub erteilt werden, damit sie auch andere Sammlungen studieren, wissenschaftliche Reisen ausführen und selbständige wissenschaftliche Arbeiten ohne zu große Kraftzersplitterung machen können. Endlich dürften nicht

mehr solche Hungerlöhne gezahlt werden, wie sie für manche Assistentenstellen besonders in Preußen im Brauche waren, denn jede Arbeit ist ihres Lohnes wert, sogar die wissenschaftliche.

Neueingänge der Bibliothek.

ANDRÉE, K.: Erscheinungs-, Raum- und Zeitwissenschaften. Ein Wort insbesondere über die Stellung der Geologie und Geographie und ihre gegenseitigen Beziehungen. S.-A. aus der Natur. Leipzig 1919.

BERG, G.: Mikroskopische Untersuchungen an Erzen von Bor in Serbien. S.-A. aus: Zeitschrift für praktische Geologie. 26. Jahrg. H. 7. Halle 1918.

— Die Eisenerzlagerstätten der ehemals russischen Gebiete (Groß-Rußland, Ukraine, Finnland, Sibirien, Polen. S.-A. aus: Stahl und Eisen, 1919, Nr. 8. Düsseldorf 1919.

BORN, A.: Das Ebrobecken. Eine Skizze seiner Entstehung und seines geologischen Aufbaus. Mit 2 Karten, 2 Profiltafeln und 18 Textfiguren. S.-A. aus: Neues Jahrb., Min.- usw. Beilage, Band **42.** Stuttgart 1919.

GAGEL, C.: Über zwei fossilführende Interglaziale in Wolhynien. S.-A. aus: Zentralbl. Min. Jahrg. 1918, Nr. 19 u. 20. Stuttgart 1918.

— Tiefengesteine von den Canarischen Inseln. S.-A. aus: W. v., Jahrg. 1915, Nr. 12. Stuttgart 1915.

— Probleme der Diluvialgeologie. S.-A. aus: BRANCA-Festschrift 1914. Berlin 1914.

— Die altsteinzeitliche Fundstelle Markkleeberg bei Leipzig. Gedanken eines Geologen über den gegenwärtigen Stand der paläolitischen Forschung. S.-A. aus: Mannus, Zeitschr. f. Vorgeschichte im Auftrage der Gesellsch. f. deutsche Vorgeschichte. Bd. VI. Würzburg 1914.

— Beobachtungen über einige Wolframitlagerstätten im südöstlichen Portugal. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie H. 8, 1916. Berlin 1916.

HARBORT, E.: Graphitführende Pegmatitgeschiebe aus dem Diluvium von Liszaguraberge bei Wronken in Masuren. S.-A. aus: Diese Zeitschrift Bd. **67,** 1915, Monatsber. Nr. 6. Berlin 1915.

— Über zonar in Steinsalz und Kainit eingewachsene Magnetkieskristalle aus dem Kalisalzbergwerk Aller-Nordstern. S.-A. aus: Kali, Zeitschrift für Gewinnung, Verarbeitung und Verwertung der Kalisalze. 9. Jahrg. 1915, Heft 6. Halle a. S. 1915.

— Deutschlands mineralogische Bodenschätze als Quellen deutscher Kraft. S.-A. aus: Deutsche Kriegswochenschau Nr. 64. 1918. Berlin 1918.

— Die Bodenschätze Rumäniens. S.-A. aus: W. v., Nr. 76, 1918.

HEIM, ARNOLD: Zur Geologie des Grünten im Allgäu. S.-A. aus: HEIM-Festschrift, Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 1919. Zürich 1919.
— Über Arbeitsmethoden schweizerischer Alpengeologen. S.-A. w. v.

HUMMEL, K.: Über einige Fossilien aus der unteren Dyas von Tasmanien. S.-A. aus: Neues Jahrbuch für Min. 1915, Bd. **1**, Stuttgart 1915.

KEILHACK, K.: Geologische Wirkungen der Sturmflut der Jahreswende 1913/14 auf die Küsten der Ostsee. II. Rügen, Usedom und Wollin. S.-A. aus: Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt für 1914, Bd. **35**, T. II, H. 1. Berlin 1914.
— Aufschlüsse märkischer Eisenbahn-Neubauten. S.-A. w. v. für 1915, Bd. **36**, T. II, H. 1. Berlin 1915.
— Über tropische und subtropische Torfmoore auf der Insel Ceylon. S.-A. w. v. für 1915, Bd: **36**, T. II, H. 1. Berlin 1915.
— Bemerkungen zu einigen in den Jahren 1916 und 1917 erschienenen Arbeiten von E. WUNDERLICH, O. JAEKEL und A. PENCK. S.-A. w. v., Bd. **38**, T. I, H. 2. Berlin 1918.
— FELIX WAHNSCHAFFE, Gedächtnisrede, gehalten von K. KEILHACK am 2. März 1914. S.-A. w. v. Bd. **35**, T. II, H. 3. Berlin 1914.
— Ein artesischer Grundwasserhorizont in der Berliner Gegend. S.-A. aus: Internationale Zeitschrift für Wasserversorgung, 3. Jahrg., H. 7. Leipzig.
— Die äußerste Endmoräne der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. S.-A. aus: Geologische Rundschau, Bd. VII, H. 7/8. Leipzig 1917.
— Kriegs- und Militärgeologie. S.-A. aus: Lehrbuch der praktischen Geologie von Prof. Dr. KEILHACK, II. Bd., 3. Aufl. 1916. (Kapitel 72.) Verlag von F. ENKE in Stuttgart.
— Entstehung, Einteilung und geologische Bedeutung der Torfmoore und ihre Beeinflussung durch Meliorationen. S.-A. aus: Beiträge zur Naturdenkmalpflege, herausgegeben von H. CONWENTZ, Bd. 5, H. 2. Berlin 1916.
— Die geologischen Verhältnisse des Kreises Teltow. S.-A. aus: Teltower Kreiskalender 1914.

KRAUSE, P. G.: Zur Geologie des Kreises Sensburg. Abdruck aus: Unsere masurische Heimat. Meiningen 1918.
— Zum Gedächtnis von ADOLF KARL REMELÉ. S.-A. aus: Diese Zeitschrift Bd. **68**, 1916, Monatsber. 4/6. Berlin 1916.
— Über einen neuen Fundpunkt jungdiluvialer Konchylien aus Ostpreußen. S.-A. aus: W. v. Bd. **69**, Monatsber. 1/4. Berlin 1917.
— Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes. S.-A. aus: Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt für 1911, Bd. **32**, T. II, H. 1. Berlin 1912.
— Rheinprovinz, Bericht über wissenschaftliche Ergebnisse im Jahre 1915. S.-A. w. v. Bd. **36**, T. II, H. 3. Berlin 1916.
— Weitere Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des Niederrheins. II. Stück. S.-A. aus: W. v. Bd. **38**, T. I, H. 2. Berlin 1918.

Rechnungs-Abschluss

der Deutschen Geologischen Gesellschaft (E. V.) zu Berlin für das Jahr 1918.

Einnahmen:

1. Bestand am 31. Dezember 1917	1 594,36	M.
2. Mitgliederbeiträge	12 286,13	„
3. Druckschriftenverkauf	3 888,63	„
4. Zinsen	538,10	„
5. Sonstiges	1 200,—	„
Summe	19 507,22	M.

Ausgaben:

1. Druckkosten	11 171,36	M.
2. Bibliothek	343,75	„
3. Verwaltung		
a) Vergütung	2 125,—	„
b) Versendung der Zeitschrift	826,66	„
4. Sonstiges	1 534,25	„
5. Per Saldo	3 506,20	„
Summe	19 507,22	M.

Vermögensbestand:

Effektenbestand	12 300,—	M.
Hierzu Barbestand	3 506,20	„
Vermögensbestand am 31. XII. 1918	15 806,20	M.

E. Picard, Schatzmeister.

// Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 5-7. 1919.

Protokoll der Sitzung vom 7. Mai 1919.

Vorsitzender: Herr KEILHACK.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht Mitteilung von der Anmeldung folgender neuer Mitglieder:

1. Fräulein GISELA BENDER in Baden-Baden, Lichtentaler Allee 32,
2. Herr Dr. ALBERT RATZEL, Assistent am Geol. Institut der Universität Heidelberg,
   beide vorgeschlagen von den Herren SALOMON, BOTZONG und EWALD.
3. Herr cand. geol. FRITZ KAUTSKY aus Wien, zurzeit Berlin N 4, Invalidenstr. 43,
   auf Vorschlag der Herren DIETRICH, JANENSCH und POMPECKJ.
4. Herr Bergassessor BERNHARD DREYER in Berlin N 4, Invalidenstr. 44,
   vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und RÄFLER.
5. Herr WALDEMAR SCHORNSTEIN in Waldenburg i. Schl., Markt 14,
   vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH und BÄRTLING.

Der Vorsitzende berichtet, daß die Ergebnisse der Prüfung der Rechnungslegung für das Jahr 1917 durch Rundschreiben sämtlichen Mitgliedern mitgeteilt sind und deren Zustimmung dazu erbeten worden ist. Es sind 193 Zustimmungen dazu und Entlastungserteilungen eingegangen. Widerspruch ist nicht erhoben, so daß damit die Entlastung für die Geschäftsführung vollzogen ist.

Der Vorsitzende legt die neu eingegangenen Bücher und Sonderabdrucke vor.

Sodann macht Herr POMPECKJ eine Mitteilung über die von den uns feindlichen Mächten betriebenen Bestrebungen, die deutsche Wissenschaft auch nach dem Kriege zu boykottieren und namentlich die referierenden deutschen Zeitschriften lahmzulegen. Es sind nun von deutschen wissenschaftlichen Gesellschaften Anregungen entstanden, diese Pläne zu durchkreuzen.

Herr POMPECKJ schlägt der Gesellschaft folgende Entschließung zur Annahme durch die Gesellschaft vor:

> Die Deutsche Geologische Gesellschaft erklärt, daß das Bestehen der auch die Literatur des Auslands besprechenden referierenden Zeitschriften für das wissenschaftliche Arbeiten auf den Gebieten der Naturwissenschaften und Technik unumgänglich notwendig ist. Sie betont die große Notwendigkeit, daß im Hinblick auch auf die hohen nationalen Aufgaben der Wissenschaften die deutschen, referierenden Zeitschriften, welche den Naturwissenschaften und der Technik dienen, auf jede nur irgend mögliche Weise unterstützt werden müssen.

Zur Erörterung sprechen die Herren RAUFF, WOLFF, WERTH, OPPENHEIM und der Vorsitzende.

Der Antrag des Herrn POMPECKJ wird angenommen.

Der Vorstand wird ermächtigt, die Entschließung an das Kultusministerium einzureichen.

Herr **F. HERRMANN** spricht

Über Erdbrände.

Mit dem nicht sehr glücklich gewählten, aber seit langer Zeit in der geologischen Literatur eingebürgerten Worte Erdbrand bezeichnet man nach J. ROTH[1]) die Erscheinung der Selbstentzündung bei Stein- und Braunkohlen. Diese Begriffsbestimmung ist zweifellos zu eng gefaßt, da auch bituminöse Schiefer Veranlassung zu Erdbränden geben können. So haben nach einer mir von Herrn VON LINSTOW gemachten Mitteilung die sehr bituminösen und schwefelkiesreichen Dictyonemaschiefer Estlands zwischen Baltisch-Port und Pakker-Ort im Ausstrich längs der Küste infolge

---

[1]) J. ROTH, Allg. u. chemische Geologie, III. Bd., S. 25 f., 1893. Hierin viele Nachweise der älteren Literatur. — Über Mineralneubildungen bei Erdbränden vgl. ebenda I. Bd., S. 420, 1879, und III. Bd., S. 366, 18.

Selbstentzündung 1908 umfangreiche Erdbrände bewirkt. Andererseits fehlt in der ROTHschen Begriffsbestimmung eine Unterscheidung zwischen den ohne Zutun des Menschen entstandenen, rein geologisch bedingten, und den künstlich durch Bergbau, Tagebaubetrieb und ähnliche gewaltsame Eingriffe in die Natur hervorgerufenen Erdbränden. Letztere bilden allerdings die Mehrzahl der bekanntgewordenen und in der Literatur behandelten Erdbrände. Die Wirkungen beider Gruppen von Erdbränden, die dabei entstehenden Mineralneubildungen[2]) — auf den sächsischen und österreichischen geologischen Karten als Erdbrandbildungen, Kohlenbrandgesteine oder Porzellanjaspis bezeichnet — dürften wenig oder gar nicht verschieden sein.

In den meisten Fällen wird es schwer oder unmöglich sein, die Entstehungsursachen der Erdbrände festzustellen. Gelingt es jedoch, Beweise für ein so hohes Alter eines Erdbrandes zu erbringen, daß der Mensch als Urheber nicht in Frage kommen dürfte, so haben wir damit ein weiteres Beispiel eines natürlichen, nur auf Selbstentzündung brennlicher Mineralien beruhenden Erdbrandes gewonnen. Es soll im folgenden diese Beweisführung für ein serbisches Erdbrandvorkommen versucht werden, vorher aber kurz auf einige der bekanntesten sonstigen Erdbrände[3]) eingegangen werden.

Der sogenannte brennende Berg bei Dudweiler[4]), dem H. v. DECHEN[5]) eine kurze Besprechung widmet, ist trotz seines hohen Alters ein auf Bergbau zurückzuführender Erdbrand im Ausgehenden des Blücherflözes. Dasselbe gilt wohl auch für den bekannten Erdbrand von Planitz[6]) bei Zwickau, obwohl er bereits aus dem 15. Jahrhundert urkundlich erwähnt wird. Dagegen wird der Porzellanjaspis von

---

[2]) Vgl. M. MAYENCON, Comptes rend. hebd. T. 86, S. 491 f., 1878, und J. ROTH, a. a. O.

Am meisten ins Auge fallend sind von den Erdbrandbildungen die lebhaft gelb und rot gefärbten gehärteten (verziegelten) Tone und Schiefertone.

[3]) In den Werken von ZINCKEN, Physiographie der Braunkohle 1867, S. 255 f. und J. ROTH, a. a. O. ist eine große Anzahl von derartigen Fundstellen angegeben, auf die hier verwiesen sei.

[4]) Erl. Geol. Karte v. Preußen, Lief. 6, Blatt Dudweiler S. 4 f.

[5]) DECHEN, Rheinprovinz 1884, S. 266.

[6]) DALMER in Erl. z. geolog. Spezialkarte d. Kgr. Sachsen, Sektion Planitz-Ebersbrunn 1885, S. 43.

Groß-Almerode[7]) als eine Erdbrandbildung der Alluvialzeit angesprochen und durch diese Einordnung in das stratigraphische System die mutmaßlich natürliche Entstehung angedeutet. Der auf der Sektion Zittau[8]) mit besonderem Buchstaben unterschiedene Porzellanjaspis im dortigen miocänen Braunkohlenton wird von Th. Siegert als Kohlenbrandgestein beschrieben. Der Burgberg westlich Zittau besteht aus solchen Gesteinen und ist nach Siegert ein Erosionsrest, der seine Erhaltung nur seiner Brennung und Härtung verdankt. Bei Hartau tritt das Gestein in erheblicher Ausdehnung auf der „roten" Höhe zutage und ist auch in mehreren Schächten dort angetroffen, so in einem Schacht bei 12,5 m Tiefe in 4 m Mächtigkeit. Leider sind aus den Erläuterungen Siegerts die über- und unterlagernden Schichten nicht zu ersehen. Die Erdbrände bei Zabrze (Hindenburg) und Kattowitz hielt bereits Römer[9]) für vorhistorisch, mindestens jedoch für entstanden vor Einsetzen des Bergbaues. Sie liegen auf den veröffentlichten Blättern (1:25 000) Kattowitz und Gleiwitz[10]), gehören den Ausbissen des Pochhammer- und Heinitzflözes an und sind wohl wegen ihrer geringen Oberflächenausdehnung nicht besonders ausgeschieden und in den Erläuterungen nicht erwähnt. Das bei weitem ausgedehnteste und in jeder Hinsicht bemerkenswerteste Erdbrandgebiet von Mitteleuropa ist unstreitig das nordwestböhmische Braunkohlenbecken. Die geologische Karte dieses Gebiets in dem Werke „Die Mineralkohlen Österreichs"[11]) gibt die „Erdbrandgesteine", die sich oft mehrere Kilometer weit erstrecken, mit besonderer Farbe an. Doch auch fast alle älteren Karten[12]) scheiden sie aus. Die Entstehung dieser sehr alten Erdbrände wurde von älteren Autoren[13]) mit den Basalteruptionen in Verbindung

[7]) Geol. Karte v. Preußen, Lief. 23, Blatt Groß-Almerode und Erl. S. 36.

[8]) Geol. Spez.-Karte d. Kgr. Sachsen, Sektion Zittau-Oybin-Lausche, Blatt 107 und Erl. dazu S. 42 f., 1897.

[9]) F. Römer, Geologie von Oberschlesien, 1870, S. 68.

[10]) Geol. Karte v. Preußen, Lief. 173, Bl. Kattowitz und Gleiwitz.

[11]) Die Mineralkohlen Österreichs, Wien 1903, S. 292 f. und S. 340, sowie Tafel XII.

[12]) G. C. Laube, Geol. Exkursionen im Thermalgebiet des nordw. Böhmens, 1884, S. 24, 38, 40, 58, 98, und Profiltafel 1. — A. E. Reuss, Geogn. Skizze d. Umg. von Karlsbad usw., 1863, S. 44 f. und Karte.

[13]) Vgl. J. Knett, 74. Vers. D. Naturf. u. Ärzte 1902, Teil II, 1, S. 141.

gebracht, aber bereits JOKÉLY[14]) hält sie mit HAIDINGER für Selbstentzündungsprodukte, die mit den Basalteruptionen nichts zu tun haben. Das hohe Alter derselben wird nach NAUMANN[15]) dadurch bewiesen, daß die Geländeformen in den Erdbrandgebieten jünger sind als die Braunkohlenbrände, und zwar sind die Täler in die Gebiete ohne Erdbrand, also in unveränderte Tone und Sande eingeschnitten, während dazwischen die gehärteten Erdbrandgesteine als Kuppen (Härtlinge) hervorragen. Diese Erdbrände gehören also ziemlich sicher der Diluvialzeit an. Dasselbe gilt wohl auch von den entsprechenden Gesteinen bei Zittau, die oben erwähnt sind.

In den Jahren 1917 und 1918 bot sich mir nun Gelegenheit, zahlreiche Vorkommen von Erdbrandspuren auf den Kohlengruben Serbiens zu beobachten. Sie finden sich hier an Kohlen der Kreide und des Tertiärs. Die Gründe, die die Selbstentzündung begünstigten oder veranlaßten, sind dieselben, wie bei allen sonstigen Erdbränden: der durchweg hohe Gehalt an Schwefelkies, die gestörte Lagerung, die allenthalben die Kohle zum Ausstreichen an der Erdoberfläche bringt und vielleicht auch das Klima, in dem starke Regenfälle mit nachfolgender erheblicher Erwärmung abwechseln, was die Schwefelkieszersetzung in freigespülten und durchfeuchteten Kohlenflözen begünstigen mag.[16]) Jedenfalls haben wir kaum irgendwo die Brandspuren vermißt, wo Kohlenausbisse vorhanden waren.

So lassen sich z. B. die stark bituminösen tertiären Schiefer und Kohlen von Aleksinac in ihrer Fortsetzung nach Norden an Hand der Erdbrandspuren deutlich verfolgen.

Ebenso sind die Kreidekohlen von Vina bei Knjazevac auf 500—1000 m im Ausgehenden verbrannt, haben das Nebengestein in der gewohnten Weise verändert und sogar auf die unverbrannt gebliebene Kohle verkokend eingewirkt,

[14]) J. JOKÉLY. Jahrb. d. K. u. K. geol. Reichs-Anst., 1858, S. 533 ff.

[15]) C. F. NAUMANN, Lehrb. d. Geognosie I, S. 736 f. und III, S. 145 f., 1858—1872.

[16]) „Die Fähigkeit der Kohle, durch aufgenommenen Sauerstoff sich teilweise zu oxydieren, führt zur Erwärmung. Eine weitere Wärmequelle ist die Oxydation des in der Kohle enthaltenen Schwefelkieses, die in feuchter Luft rascher erfolgt, als in trockener.“ —

„Auf der leichten Verwitterbarkeit des FeS_2 und der dabei freiwerdenden Wärme beruht die hohe Temperatur mancher Erzgruben und die Selbstentzündung mancher Kohlenhalden.“ (KLOCKMANN, Mineralogie, II. Aufl., 1900, S. 327.)

in derselben Weise, wie es v. GÜMBEL[17]) aus der Braunkohle von Häring in Tirol, und DALMER[18]) von Planitz in Sachsen beschreibt.

Am ausgedehntesten war in Serbien die Erscheinung an den jungtertiären Braunkohlen (Ligniten) des Kostolacer Höhenrückens zu beobachten, der sich einige Meilen östlich von Semendria von der Donau nach Süden erstreckt und einen von Radiärsprüngen des pannonischen Senkungsfeldes, an dessen Südrand wir uns hier befinden, gebildeten schmalen Horst darstellt. Die infolge dieser Sprünge zum Ausbiß gelangende Kohle ist ringsum an den Hängen verbrannt und hat die mächtigen überlagernden Tone geradezu verziegelt.

Diese Erdbrandbildungen lassen sich besonders am Westabhang des Höhenrückens weit nach Süden über Pozarevac hinaus verfolgen, während ich sie am östlichen Hang bis zu dem Ort Bradarac (Bradarci) kenne. Sie sind in mehreren kleinen Steinbrüchen an der Straße von Kostolac nach Pozarevac aufgeschlossen und werden als das einzige härtere Material, was in dieser von Löß, Ton und Sand bedeckten Gegend zu finden ist, zur Verbesserung der Straßen benutzt, ähnlich wie das bei Bogutschütz u. a. O. in Oberschlesien nach RÖMER[19]) mit den dortigen Erdbrandgesteinen geschah.

Auch die Ausbisse in der Umgebung der Grube Radenka im nördlichen Serbien lassen sich zum großen Teil nur an den veränderten Tonen im Gelände verfolgen. Infolge dieser Erfahrungen über das Verhalten der serbischen Kohlen gelang es Herrn WELTER und mir, als wir nördlich des Ochridasees auf Grund einer Literaturnotiz ein Braunkohlenvorkommen aufsuchten, dieses tatsächlich mit Hilfe der schon von weitem sichtbaren rotgebrannten Tone im Hangenden des Braunkohlenflözes aufzufinden. Somit können die Erdbrände auch ausgezeichnete Leitgesteine beim Aufsuchen von Kohlen sein.

Bei allen diesen noch heute zutage ausgehenden serbischen Erdbrandgesteinen war es jedoch zum mindesten zweifelhaft, ob nicht der Mensch den Brand veranlaßt hatte. Da liefern nun Bohrungen, die zur Erschließung der Braunkohlen von Kostolac 1917 ausgeführt wurden, sehr bemerkenswerte Anhaltspunkte für ein höheres Alter und damit für die natürliche Entstehung der dortigen Erdbrände.

---

17) v. GÜMBEL, Sitz.-Ber. Bayr. Akad., 1883, S. 150.
18) DALMER, a. a. O.
19) RÖMER, a. a. O., S. 68 f.

Zur Veranschaulichung der Lagerungsverhältnisse dient das Profil (Fig. 1), das nach den Bohrergebnissen und vom Markscheider ausgeführten Höhenmessungen entworfen ist. Es stellt einen Querschnitt durch den Westabhang des Kostolacer Höhenrückens dar. Die geologischen Verhältnisse sind kurz etwa folgende: Das ganze Gebiet ist von einer Lößdecke verhüllt, die ziemlich gleichmäßig 4—5 m mächtig ist, stellenweise jedoch auch über 10 m Mächtigkeit erreicht. Dann folgt unter einer 10—25 m mächtigen Lage von Tonen der levantinischen Stufe mit massenhaften Paludinen das hier bis zu 16 m mächtige Lignitflöz. Während es in der mit II a bezeichneten Bohrung noch in seiner vollen Mächtigkeit angetroffen wurde, ergab sich nach dem Ausgehenden nach Westen hin — die Oberfläche fällt mit etwa 5° etwas steiler ein als das Flöz mit etwa 4° — eine erhebliche Verschwächung des Flözes. Dabei machten sich schon in Bohrung III an der Grenze zwischen Ton und Flöz Brandspuren bemerkbar, die in Bohrung III a ganz erheblich waren. Bohrung IV

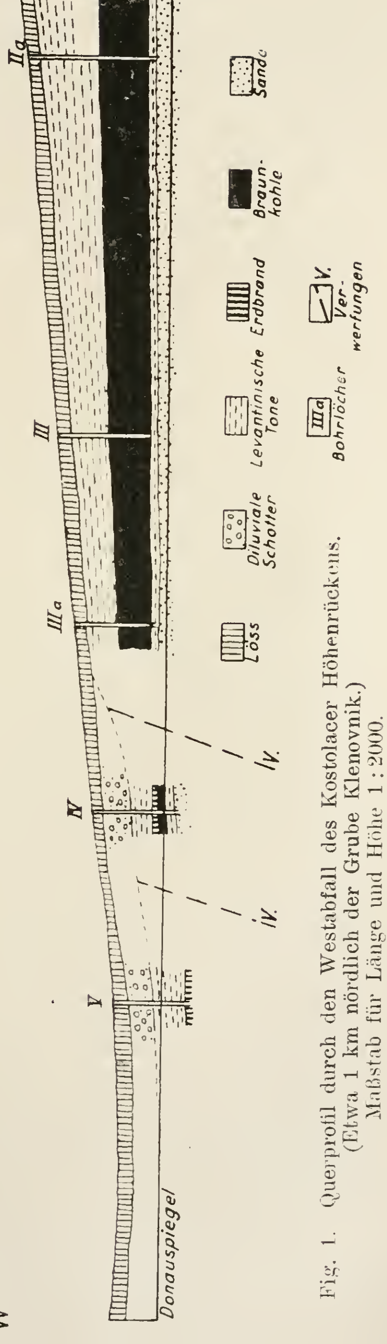


Fig. 1. Querprofil durch den Westabfall des Kostolacer Höhenrückens. (Etwa 1 km nördlich der Grube Klenovnik.) Maßstab für Länge und Höhe 1 : 2000.

und V endlich trafen das Flöz nicht mehr. In Bohrung IV standen unter der Lößdecke diluviale Umlagerungsprodukte an, Schotter mit verschwemmten Tonfetzen in einer Mächtigkeit von etwa 6 m, darunter dann die anscheinend verstürzten Tone in verminderter Mächtigkeit von nur etwa 4 m. Endlich folgte gebrannter Ton mit Braunkohlenresten in etwa 2 m Mächtigkeit. Darunter wurde die normale Unterlage des Braunkohlenflözes, wie es von anderen Bohrergebnissen bekannt war, erbohrt; nämlich 2 m Tone und darunter Schwimmsande. Die Deutung des Profils ist nicht ganz sicher. Entweder haben wir es bis zu den Brandwirkungen hinab mit diluvialem Schutt zu tun, oder der tiefere Teil des Profils liegt noch auf primärer Lagerstätte, nur durch die Wirkungen des Erdbrandes in sich etwas verstürzt. Solche Verstürzungen im Hangenden des Erdbrandes sind sehr bezeichnend und in den Aufschlüssen bei Kostolac und südlich davon, bei Klenownik, gut zu beobachten. NAUMANN[20]) u. a. schildern sie z. B. aus dem Teplitzer Becken.

Gleichviel, ob man das beschriebene Profil auf die eine oder andere Weise deutet, bleibt die Tatsache bestehen, daß die Erdbrandspuren in der erheblichen Tiefe von 16 m, etwa 1 m über dem heutigen Donauspiegel und beträchtlich unter dem dortigen uns bekannten Grundwasserspiegel, erbohrt worden sind, überlagert von diluvialem Schotter und mächtigem Löß. Ähnliche Verhältnisse trafen die Bohrung V — nur daß hier der Ton wieder durch Staffelung in eine tiefere Lage gelangt ist — und ein Teil der zahlreichen Bohrungen, die im weiteren Verlauf der Untersuchungen zur Feststellung der Westgrenze des Braunkohlenfeldes niedergebracht wurden: überall mehr oder minder starke Erdbrandspuren unter der Diluvial- und Tonbedeckung und entsprechende Verminderung der Braunkohlenmächtigkeit. Dieser Befund läßt meines Erachtens nur die Deutung zu, daß infolge der Abbrüche des Kostolacer Horstes das Flöz zum Ausstreichen an der Erdoberfläche gelangte, durch Selbstentzündung in Brand geriet und verbrannte, nach dem Innern des Berges zu in abnehmendem Maß, nur noch in seinen oberen Lagen. Die überlagernden Tone wurden dabei entsprechend stärker oder schwächer gebrannt und gefrittet. Erst danach fanden die diluvialen Umlagerungen und die Ablagerung des Lößes statt. Eine ganz genaue Zeit-

[20]) A. a. O. III, S. 145.

angabe läßt sich naturgemäß nicht geben. Die Erdbrände müssen hier in der Zeit zwischen dem jüngeren Diluvium und der Ablagerung der Belvedereschotter stattgefunden haben. Sie dürften also jedenfalls der Einwirkung des Menschen ihre Entstehung nicht verdanken, wogegen ja schließlich auch die sonstige ganz allgemeine Verbreitung der Erscheinung spricht.

Ich glaube somit den Beweis erbracht zu haben, daß hier ein natürliches Erdbrandvorkommen vorliegt.

Zum Schluß sei noch kurz auf die allgemeine Bedeutung der besprochenen Erscheinungen für die Geologie hingewiesen.

Die Erdbrände sind keineswegs nur Sonderfälle, die einen gewissen Merkwürdigkeitswert besitzen — ich erinnere an die Treibgärtnereien in Planitz bei Zwickau und in Staffordshire in England, die die von den Erdbränden hervorgerufene Erhöhung der Bodentemperatur benutzten —, sondern geologisch selbständige Bildungen. Allerdings ist der Vorgang der Selbstentzündung der gleiche wie bei den künstlich durch Aufschlußarbeiten hervorgerufenen Bränden, mit Ausnahme der wohl meistens zweifelhaften Fälle, wo Eruptivgesteinkontakt die Ursache der Entzündung war. Vorbedingung ist nur, daß ein stark bituminöses oder kaustobiolithisches Gestein den Einwirkungen der Atmosphäre ausgesetzt wird, ehe es sich mit einer schützenden Verwitterungsdecke überziehen kann. Überall wo ein solches Gestein über die Erosionsbasis gehoben ist und durch Erdrutsche, Abspülung oder ähnliche Ursachen freigelegt wird, sind die Bedingungen für einen Erdbrand gegeben, der dann weiter in der von den Gruben- und Haldenbränden genugsam bekannten Weise verläuft.

Die Erdbrandgesteine selbst können, wie die Beispiele aus Sachsen und Böhmen zeigen, geologisch-morphologische Bedeutung gewinnen, sie können weiterhin, wie in Serbien, leitend bei der Aufsuchung und Verfolgung der Kohlenflöze sein, oder, wie in den Bohrungen von Kostolac, die ehemalige Lage des Flözes anzeigen und damit weiteres unnötiges Bohren ersparen. Auch auf die Bedeutung für Mineralogie und Petrographie sei hier nochmals hingewiesen, nachdem NAUMANN[21]) und ROTH[21]) die Erscheinung als Parallele zu echter kaustischer Metamorphose herangezogen haben. Zieht

[21]) A. a. O.

man außerdem die Verbreitung der Erscheinung in Betracht — Roth[22]) erwähnt u. a. außer den hier genannten Vorkommen in Deutschland, Böhmen, Serbien und Estland beispielsweise solche aus Frankreich, England, Rumänien, Grönland und Amerika —, so erschiene es gerechtfertigt, wenn auch in unseren neueren Lehrbüchern der Geologie, ebenso wie es in den älteren, z. B. von Naumann[23]) geschah, die Erdbrände wieder Erwähnung finden würden, wo sie unter den Wirkungen der Atmosphäre oder bei der kaustischen Metamorphose einzureihen wären.

An der Besprechung beteiligen sich die Herren Pompeckj, Weissermel, Zimmermann I, Bärtling, Keilhack und der Vortragende.

Herr **POMPECKJ** erwähnte einen modernen Erdbrand am Meißner. 1907 war nördlich von Schwalbenthal auf der Ostseite des Meißners, wo erhebliche Gehängerutschungen vorgekommen waren, ein Erdbrand zu beobachten: aus einem verfallenen Stollenmundloch an der Unterkante des Basalts stiegen den Sommer hindurch leichte Rauchwolken auf, welche auf einen Brand der Braunkohle zurückzuführen waren. Der Brand erlosch gegen Ausgang des Sommers. An der gleichen Stelle sind vorgeschichtliche Brände vorgekommen, wie aus den Funden von „Jaspis" hervorgeht. Zu den von dem Herrn Vortragenden besprochenen vorgeschichtlichen Erdbränden fügt Herr Pompeckj das Vorkommen von rotgebrannten Posidonomyenschiefern des Oberen Lias an den „Zwerglöchern" bei Hildesheim und Spuren eines ähnlichen Brandes in Schichten gleichen Alters vom Westfuß des Hainbergs, westlich von Lutter am Barenberge unterhalb von „Jägerhaus".

Herr **R. BÄRTLING** weist in der Diskussion nochmals auf die **Verbreitung und praktische Bedeutung der Erdbrandgesteine** hin.

Daß die Erdbrände nicht nur auf Kohlenlagerstätten beschränkt sind, beweisen die Vorkommen im Posidonomyenschiefer des oberen Lias bei Hildesheim. Besonders bekannt ist hier das als Versteinerungsfundort wichtige Vorkommen an den „Zwergslöchern" bei Hildesheim. Die Erdbrand-

[22]) A. a. O.
[23]) A. a. O.

gesteine beschränken sich aber nicht auf die Umgebung der Zwergslöcher, sondern finden sich auch noch in etwa 4 km Entfernung am Hohen Wall beim Kriegerdenkmal wieder. Im Gegensatz zu der von Herrn POMPECKJ in der Erörterung ausgesprochenen Ansicht, daß es sich hier um prähistorische Erdbrände handelt, die ohne Einwirkung des Menschen in den verhältnismäßig nicht sehr bitumenreichen Posidonomyenschiefern entstanden sind, möchte ich auch der Auffassung Ausdruck geben, daß sie auch auf alten Bergbau zurückgeführt werden können. Die Zwergslöcher sind Reste eines frühmittelalterlichen Alaunschieferbergbaus. In dem gebrannten Gestein war ein kleiner, alter Stollen, in dem wir in meiner Kinderzeit oft gespielt haben, vor etwa 25—30 Jahren noch offen. Heute ist davon nichts mehr zu sehen, wie mir mitgeteilt wurde. Mit Sicherheit läßt sich zwar das höhere oder jüngere Alter der Erdbrände und des Bergbaus nicht beweisen, da der Zustand des Stollens, soweit ich mich entsinne, keine Schlüsse zuließ. Es wäre denkbar, daß man durch den alten Bergbau auch Alaun im gebrannten Gestein gesucht hat. Wären die Brände erst in spätmittelalterlicher Zeit entstanden, so würden uns sicher alte Urkunden der Stadt Hildesheim von einem brennenden Berg berichten. Ohne Frage sehr alt sind die Erdbrandgesteine am Hohen Wall in Hildesheim, da auf ihnen zum Teil das alte Michaeliskloster und ein Teil der Stadtmauer ruhen, dagegen ist eine Mitwirkung des Menschen bei Entstehung des Erdbrandes an den Zwergslöchern zum mindesten wahrscheinlich.

Sichere Schlüsse auf das Alter vieler Erdbrände sind auf dem Balkan möglich, wo ich sie ebenso wie Herr HERRMANN an sehr zahlreichen Kohlenvorkommen beobachten konnte. Ihr Auftreten am Ausgehenden des Flözes ist zwar nicht unbedingt überall zu finden, ihre Verbreitung ist aber eine ganz außerordentlich große, namentlich bei den leichter entzündlichen Braunkohlen. Sie sind seltener bei den Kreidekohlen und scheinen bei den Steinkohlen des Lias und des Karbons in Serbien ganz zu fehlen. Sie erleichterten uns die Aufsuchung neuer oder wenig bekannter Lagerstätten ganz außerordentlich und haben in jenen Ländern für größere Braunkohlenvorkommen fast die gleiche Bedeutung wie der eiserne Hut für größere Erzlagerstätten.

Nicht nur die Lage der Braunkohlenflöze zeigten uns diese Erdbrandgesteine an, sondern sie ließen auch mit

gewissem Vorbehalt Schlüsse auf deren Mächtigkeit zu. Derartige Schlüsse können natürlich nur relativ sein, da die Ausdehnung der Brandwirkung selbstverständlich in großem Umfang davon abhängt, ob die Schichten im Hangenden selbst reich an brennbaren Bestandteilen waren oder nicht. Auch sonst ist es natürlich ausgeschlossen zu sagen, daß so und soviel Meter verbrannter Deckgebirgsmächtigkeit eine bestimmte Mächtigkeit eines ausgebrannten Kohlenflözes entsprechen. Wenn aber die Mächtigkeit des Erdbrandgesteins im Hangenden der Lagerstätte 10, 20 und noch erheblich mehr Meter betrug, so war man berechtigt, auf ein ansehnliches abbauwürdiges Kohlenvorkommen zu schließen.

Die Bedeutung der Erdbrandgesteine für die Aufsuchung und Beurteilung von Kohlenlagerstätten in sonst noch wenig erschlossenen Gebieten, namentlich in heißeren Ländern, ist daher nicht zu unterschätzen.

Abgesehen von dem von Herrn Herrmann beschriebenen Vorkommen bei der Grube Kostolac finden sich in Serbien noch verschiedentlich Erdbrandgesteine, bei denen ein hohes Alter und eine Entstehung ohne Einwirkung des Menschen leicht und sicher nachweisbar ist. So ist bei der Senonkohlengrube Dobra sreca in V i n a (etwa 11 km westlich Knjazevac) ein hohes Alter mit Sicherheit anzunehmen. Ein Teil der Erdbrände an dieser Stelle ist zwar wohl weiter nichts als ein alter Grubenbrand, aber westlich von der Kohlengruben finden sich noch Stellen, wo der Brand hohes Alter hat. Hier ist stellenweise als einzige Spur der alten Erdbrände nur die verkokte Kohle am Ausgehenden erhalten. An diesen Stellen ist also der Brand älter als die heutigen Oberflächenformen. Da die Verkokung der Kohle erst in einiger Tiefe an der unteren Grenze der Brandwirkung eintritt, so müssen also seit Beendigung des Erdbrandes bis zur Freilegung des verkokten Kohlenflözes durch die Denudation recht ansehnliche Mächtigkeiten fester Erdbrandgesteine und der verhältnismäßig festen Nebengesteinsschichten des Senons abgetragen sein.

Auch die von Herrmann erwähnten Erdbrandgesteine im Becken von Aleksinac haben ein diluviales Alter. Hier sind vorwiegend die reichen Paraffinschiefer (bituminöse Schiefer mit einem zwischen 10 und 25 v. H. wechselnden Gehalt an paraffinreichem Rohteer) Träger und Verbreiter der alten Erdbrände am Ausgehenden gewesen. Solche Brand-

spuren finden sich besonders im Moravicatal gegenüber dem Dorf Subotinac. Stellenweise sind dort die vollkommen ausgebrannten Paraffinschiefer, die zu gefritteten Massen und glasig-blasiger Schlacke verbrannt sind, durch die Erosion am Gehänge des Tales herausgewaschen und zu wild zerrissenen Klippen zerschnitten. Diese liegen an dem heute nicht mehr von der Erosion des Flusses betroffenen Gehänge zwischen der Niederterrasse und den höheren Terrassen. Die Entstehung des Brandes fällt also demnach in das jüngere Diluvium. Vermutlich liegt die Zeit ihrer Entstehung in einem etwas jüngeren Zeitabschnitt des Diluviums, als die der Erdbrände vom Kostolac-Pozarevacer Höhenrücken.

Zum Schluß sei erwähnt, daß diese Erdbrandgesteine für den Bergbau auch noch wegen ihrer Standfestigkeit größere Bedeutung hatten. In den nichtgebrannten Tonen und Tonmergeln des Kostolacer Braunkohlenbeckens bestand ein außerordentlich starker Gebirgsdruck, der das Auffahren zweigleisiger Stollen, wenn auch nicht unmöglich, so doch zu kostspielig und unrentabel machte. Wesentlich günstiger lagen diese Verhältnisse, wie die Erfahrung zeigte, in den Erdbrandgesteinen, in denen kein übermäßiger Gebirgsdruck in den Stollen, Querschlägen und Schächten auftrat, so daß ein verhältnismäßig leichter Holzausbau genügte, und die außerdem leicht zu bearbeiten und zu gewinnen waren, wodurch die Arbeiten sehr günstig fortschritten; außerdem waren die dabei gewonnenen Gesteine bei dem Mangel jeglichen härteren Materials in weiter Umgebung sehr gut zu Dammschüttungen und Wegebauten zu verwenden. Wenn man die Wahl hat, derartige Grubenbaue entweder in das unveränderte Tongestein oder in die harten Erdbrandgesteine zu verlegen, so wird man daher das letztere unter allen Umständen vorziehen müssen.

Die Bedeutung der Erdbrände und Erdbrandgesteine ist also auch in praktisch-geologischer Beziehung eine ziemlich große, so daß man Herrn HERRMANN unbedingt darin recht geben muß, daß diese Erscheinungen in den neueren Lehrbüchern der Geologie viel zu sehr vernachlässigt sind.

Sodann spricht Herr **WOLFF**

Über eine Talsperre im Diluvialgebiet bei Danzig.

Zur Erörterung sprechen die Herren KÖHNE, POMPECKJ, FLIEGEL und der Vortragende.

Herr **JOH. BÖHM** spricht sodann: **Über eine *Neithea* aus der oberen Kreide von Bettingerode.**

An der Erörterung beteiligen sich die Herren POMPECKJ, OPPENHEIM und der Vortragende.

Herr **JOH. BÖHM** in Berlin legt sodann eine

***Mya Klinghardti* nov. sp. aus der tertiären diamantführenden Strandterrasse bei Bogenfels in Südwestafrika**

vor.

Dünnschalig, flach gewölbt, quer spitz eiförmig, ungleichseitig. Wirbel im hinteren Drittel der Gesamtlänge gelegen, Hinterrand abgestutzt und wenig klaffend. Oberfläche konzentrisch gerunzelt und fein gestreift. Die linke Klappe trägt einen kräftigen, weit unter die rechte Klappe vorgreifenden, löffelförmigen Ligamentträger, die rechte einen hinteren Seitenzahn.

Im Umriß und in der Gestalt des Ligamentträgers schließt sich die südafrikanische Art an *Mya truncata* L. an. Da die ältesten Vertreter der Gattung *Mya* bisher erst aus dem Miocän Nordamerikas bekannt geworden sind, ist ihr Vorkommen aus tertiären Schichten südlich des Äquators bemerkenswert.

Zur Erörterung sprechen die Herren POMPECKJ, OPPENHEIM und der Vortragende.

Herr **P. OPPENHEIM** glaubt nicht, daß die beiden vorgelegten Stücke, die in der allgemeinen Gestalt und in der Lage des Wirbels stark voneinander abweichen, zu derselben Art zu ziehen sind, und er hält es ferner für zum mindesten sehr zweifelhaft, daß es sich hier wirklich um die nordische Gattung *Mya* L. handelt, schon in Hinblick darauf, daß von den starken, für die Gattung so charakteristischen Klaffen an den südwestafrikanischen Stücken nichts zu bemerken sei. Diese erinnern ihn an eine Form, welche sich ebenfalls im Eocän Ägyptens findet und welche zuerst 1887 von MAYER-EYMAR[1]) als *Lovellia Schweinfurthi*, und dann von ihm[2]) selbst als *Raëta Schweinfurthi* beschrieben und abgebildet wurde. Im übrigen verweist er hinsichtlich seiner Stellungnahme zur Altersfrage

---

[1]) Journal de Conchyliogie, 1887, S. 320, T. XI, Fig. 11.

[2]) Zur Kenntnis alttertiärer Faunen in Ägypten. Palaeontographica XXX, 3, 1903, S. 190, T. XIX, Fig. 1—2.

der diamantführenden Absätze Deutsch-Südwestafrikas auf das, was er sowohl in seinem Referat[3]) über die Publikation von I. Böhm und W. Weissermel, als in seinem Aufsatz über das Eocän in Togo[4]) niedergelegt hat.

Das Protokoll der Sitzung wird vom Schriftführer verlesen und von der Versammlung genehmigt. Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Keilhack. Pompeckj. Bärtling.

Protokoll der Sitzung vom 4. Juni 1919.

Vorsitzender: Herr Keilhack.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und gibt bekannt, daß als neues Mitglied der Gesellschaft beizutreten wünscht

Herr Dipl.-Ing. Arthur Simon, Bergingenieur in Kupferdreh a. Ruhr, Hauptstr. 48,
vorgeschlagen von den Herren Krusch, Monke und Schneider.

Herr Erdmannsdörffer hat in einem Schreiben über die in Aussicht genommene diesjährige Hauptversammlung in Hannover nunmehr endgültig mitgeteilt, daß mit Rücksicht auf die Verkehrs- und Verpflegungsschwierigkeiten sowie die sehr erheblichen Kosten, eine solche in diesem Sommer nicht möglich sei und daher um ein Jahr verschoben werden möge.

Der Vorsitzende legt eine Anzahl neu eingegangener Sonderabdrucke vor.

Darauf erhält Herr **KAUTSKY** das Wort zu einem Vortrag über **Das Miocän von Hemmoor.**

Zu den Ausführungen nehmen Herr Pompeckj und der Vortragende das Wort.

---

[3]) N. Jahrb. f. Mineralogie 1914. II. S. 453.

[4]) Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete. Heft 12, 1915. S. 118.

Darauf spricht Herr **GOTHAN**

Über einen interessanten Pteridospermenfund.

Vortragender gab zunächst einen kurzen Überblick über die Entwicklung der Pteridospermenfrage und ging auf einzelne Typen (Lyginodendreen, Medulloseen) etwas näher ein. Er zeigte dann ein Stück einer *Sphenopteris dicksonioïdes* GÖPPERT aus dem niederschlesischen Liegendzug, das noch das Laub mit Samen und deren Cupulae in Zusammenhang zeigt, und wies darauf hin, wie selten derartige Stücke sind; bisher ist eigentlich noch keine *Sphenopteris* in Zusammenhang mit Samen gefunden worden, da bei der Gruppe der *Sphenopteris Hoeninghausi* (Lyginodendreen) der Zusammenhang der einzelnen Teile erst mühevoll konstruiert werden mußte. Vortragender machte dann noch ein anderes Stück bekannt, das aus demselben Horizont Niederschlesiens stammt, und der altbekannten *Sphenopteris adiantoïdes* SCHLOTH. sp. (= *elegans* auct.) angehört. Weniger deutlich als das vorige, läßt es doch bei genauerer Untersuchung noch *Telangium*- oder *Calymmotheca*-Hüllen (Cupulae) in Zusammenhang mit den bekannten querriefigen Stengeln der Art („*Heterangium Grievei*" der Engländer) erkennen, die, wie die Calymmotheken der Lyginodendreen, als vermutlich samenumhüllend zu denken sind. Samen sind aber an diesem Stück nicht mehr zu bemerken. Die Stücke sind beide sehr wichtig und sollen gelegentlich abgebildet werden. Sie fanden sich bei der im Gange befindlichen Neuordnung der Palaeobot. Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin.

An der Erörterung des Vortrags nehmen Herr HUTH und der Vortragende teil.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

P. G. KRAUSE. M. BELOWSKY. POMPECKJ.
KEILHACK.

Im Juli 1919 hielt die Gesellschaft wegen des Verkehrsstreiks keine Sitzung ab.

Briefliche Mitteilungen.

4. *Patella Wünschmanni* nov. sp. und die Fauna des Ilsenburgmergels bei Wernigerode.

Von Herrn Joh. Böhm.

(Hierzu 2 Textfiguren.)

Berlin, den 1. April 1919.

Die Gattung *Patella* wurde 1678 von Lister[1]) für die an der englischen Küste weit verbreitete *Patella vulgata* aufgestellt und von Linné[2]) 1758 in die zehnte Auflage seines Systema Naturae, das Grundwerk der systematischen Zoologie, aufgenommen. A. Römer, Geinitz, Buvignier und andere Autoren haben aus der Kreideformation Arten dieser Gattung beschrieben; sie alle — zwölf an der Zahl — reihten Pictet und Campiche[3]) 1862 im Anschluß an d'Orbigny[4]), der die Gattung *Patella* auf die rezenten Formen beschränkte, bei *Helcion* ein. Sie führten als Grund hierfür an: „Les coquilles sont dans les Acméides et les Patellides patelloides. Celles des Acméides sont en général plus minces, plus lisses, à ornements moins saillants, mais ces légères differences laissent souvent de grands doutes."

Demgegenüber hielt Stoliczka[5]) daran fest, daß die Gattung *Patella* bereits in der Kreideformation vertreten sei und zwar durch *P. campanulata* Reuss im Cenoman Böhmens.

Die oben erwähnten äußeren Merkmale: napfförmige Gestalt, kräftige Schale und Berippung, welche nach Pictet

[1]) M. Lister: Historiae animalium Angliae tres tractatus, S. 195.

[2]) Linné: Systema Naturae, S. 780.

[3]) Pictet et Campiche: Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. Mat. Paléont. Suisse, Sér. 3, Vol. II, S. 717—720. 1864.

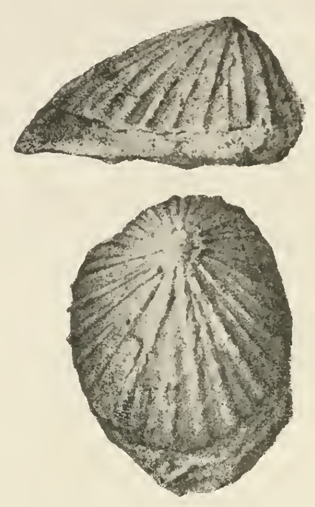
[4]) d'Orbigny: Prodrome de Paléontologie, Vol. II, S. 72, 134, 193. 232. 1850.

[5]) Stoliczka: Cretaceous Fauna of Southern India. Vol. II. Gasteropoda. Mem. geol. Surv. India. Palaeont. Ind. 1868.

und Campiche für die Zugehörigkeit eines Gastropoden zur Gattung *Patella* sprechen, zeigt ein Gehäuse, das mit einem zweiten, weniger günstig erhaltenen Herr Oberlehrer Dr.

Wünschmann in Halberstadt aus dem Trümmerkalk am Galgenberg bei Wernigerode aufgenommen hat.

Patella Wünschmanni nov. sp.



Nat. Gr. Geol. Landesmuseum in Berlin.
Länge 34 mm, Breite 29 mm, Höhe 15 mm.

Gehäuse dickschalig, schief kegelförmig, Grundriß eiförmig; die größte Breite ist in der Mitte der Schalenlänge gelegen, sie nimmt zu dem halbkreisförmigen Hinterrande hin allmählich ab, verjüngt sich rasch zu dem schmal abgerundeten Vorderrande. Von dem im vorderen Drittel gelegenen Wirbel dacht die Schale steiler zum Vorderrande als zu den Seitenrändern ab; die Kammlinie vom Wirbel zum Hinterrande ist, im Profil gesehen, schwach konvex gekrümmt. Die Symmetrie des Gehäuses wird linksseitig durch eine Falte, die vom Wirbel ausgeht und in einer Verbiegung des Randes ausklingt, beeinträchtigt. Die Einbiegung — eine Verletzung der Schale ist nicht erkennbar — findet ihre natürliche Erklärung durch die Lebensweise der Patellen, welche sich im Bereich der Gezeiten an felsigen Küsten ansiedeln. Eine aufragende Gesteinskante hemmte das Tier bei seinem Wachstum an der gleichmäßigen Ausbildung und Abrundung der Schale. Ein zweites Exemplar, dessen obere Schalenlagen durch Verwitterung zerstört sind, zeigt solche Einbiegung des Randes nicht. Auch war die Gesteinsfläche,

der das Tier auflag, nicht tischeben; der Schalenrand zeigt eine schwache Biegung.

Von dem korrodierten Wirbel strahlen 17 kräftige, schmale Rippen aus, die gegen den Rand hin an Höhe zunehmen, über ihn jedoch nicht fortsetzen. Auf den flachen, breiten Zwischenfeldern schaltet sich je eine kürzere, mehrfach über die halbe Höhe hinaufreichende Rippe ein. Anwachsstreifung kräftig.

Die Firste der Rippen und die Anwachsstreifung, soweit diese nicht durch eine dünne, fest anhaftende Kruste von Trümmerkalk verdeckt wird, weisen keine Abnutzung auf. Das Gehäuse ist sonach nur eine kurze Strecke transportiert und in der Nähe seiner Siedlungsstätte in den Trümmerkalk eingebettet worden. Sein Vorkommen schließt sich an das von SCHRÖDER [6]) auf Grund anderweitiger Beobachtungen gewonnene Ergebnis, daß „zwischen Timmenrode und Goslar bereits zur Zeit des Oberen Emscher an der Stelle des jetzigen Harzes eine Insel aus dem Meere hervorgeragt hat" und daß ihre mesozoische Decke zur Zeit der Quadratenschichten stellenweise bis auf die paläozoischen Gesteine abgetragen war. Wenig gerollte Fragmente derselben erfüllen bis zu Bröckchengröße herab den Trümmerkalk und bezeugen dessen küstennahe Bildung.

Mit *Patella Wünschmanni* fand Herr Oberlehrer WÜNSCHMANN im Trümmerkalk:

Gonioteuthis quadrata BLV. sp.
Gryphaea vesicularis LAM.
Exogyra haliotoidea SOW.
Neithea quinquecostata SOW.
— *propinqua* HZFL.
Lima cretacea WOODS
Spondylus spinosus SOW.
Aptyxites sp.

Die Art ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Sie gehört der Gruppe zwerghafter Rudisten an, die A. RÖMER,

[6]) SCHRÖDER: Exkursion in das nördliche Harzgebiet zwischen Goslar und Thale. Führer Exkurs. Deutsch. geol. Ges., S. 74, 78. 1914. Siehe auch die einschlägigen Ausführungen von EWALD: Die Lagerung der oberen Kreidebildungen am Nordrande des Harzes. Monatsber. Akad. Wiss. Berlin. 1863 und BRANDES: Einige Bemerkungen über Trümmergesteine im mittleren und oberen Untersenon der Aufrichtungszone des nördlichen Harzrandes. Diese Zeitschr., Bd. **54,** Verhdl., S. 49. 1902.

EWALD und G. MÜLLER[7]) aus dem subhercynen, LUNDGREN aus dem schwedischen Senon beschrieben, deren Vorkommen im westfälischen Senon WEGNER[8]) und JOH. BÖHM[9]) festgestellt haben und für welche letzterer den Namen *Aptyxites* in Vorschlag gebracht hat.

?*Gastrochaena Ostraea* GEIN.
Teredo voracissima J. MÜLL.
Echinogalerus peltiformis WHLBG. sp.
Cidaris clavigera KÖN.
Terebratula cf. *semiglobosa* SOW.
Rhynchonella alata
Thecidea cf. *vermicularis* SCHLOTH.
Crania ignabergensis RETZ.
Trochocyathus cf. *conulus* E. et H.
Micrabacia senoniensis BÖLSCHE
Serpula gordialis SCHLOTH.
Porosphaera globularis PHILL.
— *nuciformis* HINDE

Der Trümmerkalk ist am Galgenberge dem Ilsenburgmergel in mehreren Bänken eingelagert. JASCHE[10]) hat 1858 eine Darstellung der Lagerungsverhältnisse daselbst sowie die nachstehende Liste der organischen Einschlüsse im Ilsenburgmergel — die Schwämme sind hier nicht mit aufgenommen — gegeben:

Astraea macrocoma REUSS.
Parasmilia centralis EHRENBG.
Cyclolites coronula GOLDF.
Ananchytes ovatus LAM.
Rhynchonella plicatilis BRONN.
Terebratula cf. *semiglobosa* SOW.
Ostrea diluviana L.
Spondylus spinosus GOLDF.
— *striatus* GOLDF.
Pecten multicostatus NILSS.
Pinna fenestrata RÖM.

---

[7]) G. MÜLLER: Die Rudisten der oberen Kreide am nördlichen Harzrande. Jahrb. k. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1889, Bd. **10**, S. 140–143. 1892. Hier auch die Literatur.

[8]) WEGNER: Die Granulaten-Kreide des westlichen Münsterlandes. Diese Zeitschr., Bd. **57**, S. 193. 1905.

[9]) JOH. BÖHM: Über die untersenone Fauna bei Lüdinghausen. Ebenda, Bd. **70**, Mon.-Ber., S. 193. 1918.

[10]) JASCHE: Die Gebirgsformationen in der Grafschaft Wernigerode am Harz. S. 88. 92. 1858.

Cucullaea striatula Reuss.
Panopaea plicata Sow.
Trochus Nilssoni Münst.
Crioceras?
Galeus pristodontus Ag.

Diese Liste wurde durch Aufsammlungen der Herren Schröder und Wünschmann ergänzt:

Belemnitella mucronata Schloth.
Gonioteuthis quadrata Blv.
Pleurotomaria cf. *regalis* A. Röm.
Delphinula tricarinata A. Röm.
Gryphaea vesicularis Lam.
Exogyra canaliculata Sow.
Pecten cretosus Defr.
— *inversus* Nilss.
— cfr. *laevis* Nilss.
— *Dujardini* A. Röm.
Neithea quinquecostata Sow.
— cf. *gryphaeata* Schloth.
Lima canalifera Gdfs.
— *(Limatula) semiculata* Nilss.
— *(Limea?) granulata* Nilss.
— *(Plagiostoma) Hoperi* Mant.
Anomia lamellosa A. Röm.
Astarte similis Mstr.
Spondylus Dutemplei d'Orb.
Cardium sp.
Arca cf. *Geinitzi* Reuss.
Limopsis calva Sow.
Crenella inflata Jos. Müll.
Lucina cf. *subnummismalis* d'Orb.
Rhynchonella limbata Schloth.
Galeola papillosa Klein.
Caratomus sp.
Bourgueticrinus ellipticus Mill.
Pomatoceros granulatum Sow. sp.

5. Zur Fauna des Emscher bei Soest.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Berlin, den 20. März 1919.

Im Hellweger Tal, jener breiten Niederung, die den Nordfuß des Haarstrangs von mindestens Soest bis nach Dortmund begleitet und mit diluvialem Lehm, sowie gleichaltrigen lehmigen und mergeligen Fließsanden erfüllt ist, treten an wenigen Stellen in breiten, flachen Inseln graue Mergel an die Tagesoberfläche. Sie wurden von KRUSCH[1]) dem Emscher zugewiesen. Infolge ihrer leichten Verwitterbarkeit sind Aufschlüsse an der Oberfläche recht spärlich und Versteinerungen in ihnen bisher so gut wie nicht gefunden worden, wogegen solche in Schächten und Tiefbohrungen an zahlreichen Punkten bei Durchörterung des Emscher angetroffen wurden.

Gelegentlich seiner geologischen Begehung der Umgegend von Soest traf BÄRTLING[2]) nahe bei Oestinghausen (Blatt Herzfeld i. Westf.) in einigen Bachaufrissen und mehreren zwecks Mergelung der Felder angelegten Gruben den Emscher an. Eine derselben, am Südrand des Rombergs gelegen, zeigte sich nach ZAHALKA[3]) bis in die Tiefe von 4 m ganz zerfallen. „Noch tiefer waren 1,5 m etwas festere, aber doch weiche Schichten eines tafelförmigen, dunkelgrauen Mergels zu beobachten. Dieser hat unter dem Mikroskop sehr viel Ton, ziemlich viel Kalk in Form von Foraminiferen, besonders Globigerinen, Textularien, Lagenen usw., Echinodermenstacheln, selten manche Reste aus Kieselsäure, besonders Spongiennadeln. Diese Lokalität gehört schon gewiß den höheren Schichten des Emscher an."

Herr Oberlehrer A. FRANKE in Dortmund hat auf meine Bitte Proben des Mergels von derselben Fundstelle untersucht und mir nachstehende Liste der darin beobachteten

---

[1]) KRUSCH: Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme. Jahrb. K. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, Bd. 29, Teil II, S. 95, 102, 1912.

[2]) BÄRTLING: Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte der Umgebung von Soest. 1909.

[3]) ZAHALKA: Die sudetische Kreideformation und ihre Äquivalente in den westlichen Ländern Mitteleuropas. II. Abteilung. Die nordwestdeutsche und die böhmische Kreide, S. 43, Prag. 1915.

Foraminiferen und Ostracoden zur Veröffentlichung überlassen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlichen Dank sage.

Ammodiscus gaultinus Berth.
Nodosaria aspera Reuss.
Nodosaria cf. *cylindroides* Reuss.
Nodosaria (Dentalina) cognata Reuss.
Nodosaria (Dentalina) communis d'Orb.
Frondicularia inversa Reuss.
Marginulina ensis Reuss.
Cristellaria ovalis Reuss.
Cristellaria rotulata Lam.
Polymorphina fusiformis Röm.
Ramulina aculeata Wright.
Pleurostomella subnodosa Reuss.
Flabellina rugosa d'Orb.
Haplophragmium compressum Beissel.
Lituola nautiloidea Lam.
Rotalia nitida Reuss.
Rotalia exsculpta Reuss.
Rotalia Micheliniana d'Orb.
Rotalia (Planorbulina) lenticula Reuss.
Anomalina ammonoides Reuss.
Globigerina marginata Reuss.
Pulvinulina Karsteni Reuss.
Bulimina intermedia Reuss.
Bulimina Presti Reuss.
Bulimina Murchisoniana d'Orb.
Bulimina ovulum Reuss.
Bulimina variabilis d'Orb.
Verneuilina Bronni Reuss.
Verneuilina Münsteri Reuss.
Valvulina allomorphinoides Reuss.
Tritaxia tricarinata Reuss.
Gaudryina laevigata A. Franke.
Gaudryina rugosa d'Orb.
Gaudryina pupoides d'Orb.
Miliolina cf. *contorta* d'Orb.
Textularia turris d'Orb.
Textularia foeda Reuss.
Textularia anceps Reuss.
Textularia globifera Reuss.
Textularia conulus Reuss.
Cytherella ovata Röm.

Cytherella Williamsoniana JONES.
Cytherella reniformis J. u. H.
Cytherella Münsteri RÖM.
Cytheropteron pedatum MARSS.
Cytheropteron alatum BOSQ.
Pseudocythere ? simplex J. et H.
Bythocypris Roemeriana REUSS.
Bairdia subdeltoidea v. MSTR.
Bairdia Harrisiana JONES.

ZAHALKA fand ein Seeigelbruchstück — im Geologischen Landesmuseum in Berlin werden ein Stachel von *Cidaris* cf. *sceptrifera* MANT. und Fragmente eines irregulären Seeigels aufbewahrt —, Inoceramenfragmente, einen Ammoniten von 4 cm Durchmesser und eine kleine *Belemnitella* (31 mm lang, 2,5 mm breit). Ich kann nunmehr platten- und walzenförmige Wurzelstücke von Schwämmen (? *Ventriculites*, ? *Chenendopora*), *Gastrochaena Amphisbaena* GOLDF. sp., *Actinocamax verus* MILL. und *Gonioteuthis westfalica* SCHLÜT. sp. hinzufügen.

Ein Aufschluß grauer Mergel auf der bei Haus Dahse bei Ostinghausen (Blatt Benninghausen) gelegenen Viehweide bot keine Fossilfunde.

---

6. Die Tanganjika-Formation in Deutsch-Ostafrika.

Von Herrn E. KRENKEL.

Vorläufige Mitteilung.

(Mit 3 Textfiguren.)

Leipzig, den 24. Januar 1919.

Das nördliche Ostufer des Tanganjikasees zwischen dem vierten und sechsten Grade südlicher Breite wird von einer sedimentären, mächtigen Formation eingenommen. Innerhalb ihres Verbreitungsgebiets finden sich jedoch auch in großer räumlicher Erstreckung Diabase als Decken und Gänge. Am Tanganjikasee selbst reicht diese Formation südwärts bis in die Nähe des hohen kristallinen Kungwestockes, nordwärts bis zu dem, bei dem kleinen Orte Njassa wieder emportauchenden kristallinen Grundgebirge

der Landschaft Urundi. Ostwärts erstreckt sie sich annäherungsweise bis in die Flußgebiete des Malagarassi und Sindi.

Zuerst von DANTZ[1]) vom Mittellaufe des Malagarassi beschrieben, der diese Formation als „Zone der roten, flach gelagerten Sandsteine“[2]) bezeichnete, wurde sie später von TORNAU[3]) als „Tanganjikaformation“ in die geologische Literatur eingeführt. Dieser, in Anbetracht der geographischen Lage sehr geeignete Name wird im folgenden beibehalten werden, zumal das Alter der Tanganjikaformation bisher infolge ihres fast völligen Mangels an Fossilien[4]) nicht mit Sicherheit festgestellt werden konnte und demzufolge eine bereits mehrfach versuchte Herübernahme südafrikanischer, stratigraphisch vielleicht entsprechender Formationsbenennungen in dieser vorläufigen Mitteilung besser unterbleibt.

TORNAU hat die Tanganjikaformation in zwei Schichtgruppen gegliedert, in eine untere der „Sandsteinschichten“ und in eine obere, der „Kalkkieselschichten“. Die Beobachtungen, die zur Abteilung dieser zwei Gruppen führten, kann ich nach meinen Feststellungen im allgemeinen bestätigen. Wenigstens scheint es mir sicher, soweit die unten beschriebenen Profile in Frage kommen, daß nach oben hin die Tanganjikaformation mehr kalkige und dolomitische Glieder zählt, als in den tieferen Komplexen, in denen Sandsteine und Tonschiefer überwiegen, Kalke aber keineswegs ganz fehlen. Wo allerdings die Grenze zwischen den genannten beiden Abteilungen zu ziehen ist, das bleibt eingehenderen Forschungen vorbehalten und ist jedenfalls nicht ganz einfach zu entscheiden.

Im folgenden soll eine Anzahl von Begehungen im Bereiche der Tanganjikaformation geschildert werden, und zwar von ihrer Ostgrenze angefangen nach dem Tanganjikasee zu. Diese Profile gehören in ihren unteren

---

[1]) DANTZ: Die Reisen des Bergassessors Dr. DANTZ in Deutsch-Ostafrika in den Jahren 1898, 1899, 1900. (Mittlg. aus den Deutschen Schutzgebieten, 15. Bd., S. 34.)

[2]) DANTZ: a. a. O., S. 66.

[3]) TORNAU: Zur Geologie des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika. Beiträge zur geol. Erforschung d. Deutschen Schutzgebiete, Heft 6, S. 14.

[4]) Nur an einer einzigen Stelle wurden im Felde unbestimmbare Abdrücke einer Muschel in dunklen Kalken beobachtet, so daß doch vielleicht mit der Hoffnung noch zu rechnen ist, Fossilien aufzufinden.

Teilen den Sandsteinschichten der Tanganjikaformation an. in ihren höheren leiten sie bereits zu den Kalkkieselschichten über.

Angeschlossen wird eine kurze Besprechung der Uhadiabase.

1. Profile bei der Station Malagarassi der Mittellandbahn.

Die Station Malagarassi der Mittellandbahn liegt am Ostufer des Malagarassiflusses, an der alten Karawanenstraße von Tabora nach Udjidji am Tanganjikasee. Der Malagarassi fließt hier aus den ebenen weiten Steppengebieten seines Mittellaufes in die, diese südwärts begrenzenden, mauerartig emporsteigenden Plateauberge der Tanganjikaformation — den östlichen Erosionsrand der Formation — hinein, in der er seinen Lauf bis zum Tanganjikasee innehält. In unmittelbarer Nähe der Station zeigt sich folgendes Profil:

1. Der Fuß des steil ansteigenden Erosionsrandes besteht aus im ganzen recht gleichmäßigen, hellen Gneisgraniten und Biotitgneisen, die mit geringem Winkel (10—35 °) nach Südosten einfallen. Er ist z. T. von Gehängeschutt und jüngeren Ablagerungen überdeckt.

2. Diskordant darüber folgt die Tanganjikaformation: rote, rotviolette, teils feste, teils mürbe Sandsteine, mittel- bis grobkörnig, lagenweise mit eingestreuten Quarzgeröllen. Die mürben Abarten überwiegen in den unteren Schichten. Die petrographisch recht eintönigen Sandsteine sind dick gebankt und liegen horizontal; sie werden von vielen senkrechten Klüften durchzogen. Die Mächtigkeit beträgt mindestens 70—80 Meter. Nicht seltenes Vorkommen von Bruchstücken harter, oolithischer Sandsteine im Gehängeschutt deutet wohl auf ihr Auftreten in diesem Profile hin.

3. Auf der Höhe des Plateaus liegen junge, aus der Verwitterung des unterlagernden Sandsteinkomplexes hervorgegangene sandige Deckschichten.

Profile von ähnlichem Aufbau lassen sich auch in der weiteren Umgebung von Malagarassi am Plateausteilrand wie an den in diesen eingeschnittenen kleinen Nebentälern, ferner im Malagarassitale selbst bis zur Einmündung des Sindi mit kleinen Abänderungen immer wieder beobachten, so daß nähere Angaben unterbleiben können. Hier und da

finden sich konglomeratische Lagen, auch mürbe Blätterschiefer eingestreut.

2. Profile im Sinditale.

Vom Berge der Perlen, der seinen Namen von den dort die steilen Felswände als leichter Überzug bekleidenden sekundären — nicht ausbeutungsfähigen — Kupfermineralien Malachit und Kupfervitriol führt, in der Landschaft Uwende, am linken westlichen Ufer des Sindi, 55 km in der Luftlinie vom ebengenannten Profil gelegen, sei das folgende, im ganzen recht ähnliche Profil erwähnt:

a) Die tiefsten Teile des Profils bestehen, wie das ganze untere Gehänge des Sinditals, aus Gneisgranit und Augengneis;

b) über der eingeebneten Gneisgranit-Oberfläche folgt ein geringmächtiges Grundkonglomerat aus Quarzgeröllen und seltenen Bestandteilen des Grundgebirges. Von Interesse ist die Beobachtung Tornaus, der die gleiche Örtlichkeit vor mir besucht hat, daß einzelne dieser Gerölle windgeschliffen sind;

c) darüber lagern verschiedenmächtige horizontale Bänke eines groben, auch quarzitischen Sandsteins, die mit sandigen Schiefern und Konglomeratlagen wechsellagern. Die Mächtigkeit der Sandsteine mag 125 m betragen.

3. Profile aus der Umgebung von Gottorp an der Mittellandbahn.

Die Station Gottorp der Mittellandbahn erhebt sich 200 m östlich des Rutschugi, der von Norden her in einem engen, tief eingeschnittenen Bett dem Malagarassi als dem Hauptstrom des Gebiets zugeht. Die kleine, aber durch den Salzexport der Saline Gottorp sehr bedeutsame Station erhebt sich in einem weiten, länglichrunden Talkessel, der durch die vereinte Erosionsarbeit der beiden, auch zur höchsten Trockenheit wasserführenden Flüsse geschaffen worden ist, wie sich an seiner Bodengestaltung, alten Flußlaufänderungen, Talterrassen genau nachweisen läßt. Die Erosionsarbeit der beiden Flüsse wurde erleichtert durch die im Grunde des Tales anstehenden, leicht wegführbaren Schiefer der Tanganjikaformation.

a) Die tiefsten, im Talbecken von Gottorp über dem gneisigen, von basischen Gängen durch-

brochenen Grundgebirge entblößten Schichten der Tanganjikaformation sind schätzungsweise 50—60 m mächtige

b) Schiefer, die, soweit zu erkennen, unmittelbar dem Grundgebirge aufliegen, und Ablagerungen eines tieferen Wasserbeckens darstellen. Es sind gelbliche, hin und wieder auch hellrötliche, blättrige, sehr weiche Schiefertone, die äußerst fein geschichtet sind und von vielen Rissen und Klüften zerspalten werden. Ein gewisser Gehalt an hellem Glimmer in kleinsten Schüppchen ist fast immer vorhanden. Die Führung an Quarzkörnchen wechselt in den einzelnen Vorkommnissen. Im ganzen steigert sich der Sandgehalt der Schiefer nach oben zu,

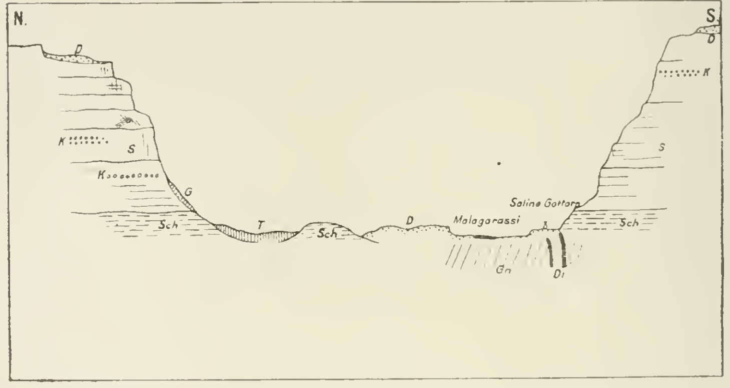


Fig. 1. Kombiniertes Profil durch die Tanganjikaformation im Becken von Gottorp (überhöht).

Gn = Gneisgranit } des Grundgebirges
Di = Diabasgänge

Sch = Schiefer } der Tanganjikaformation
S = Sandsteine

D = Sande, Lehme } der Deckschichten
T = Tone
G = Gehängeschutt

mit Annäherung an die überlagernden Sandsteine, entsprechend der Ausfüllung und Verlandung ihres Bildungsraums. Den Schiefern sind in den oberen Lagen bereits einzelne Sandsteinlinsen eingeschaltet. Im Bette des Rutschugi, etwas oberhalb der Eisenbahnbrücke, finden sich auch ziemlich feste graue Platten dieses Schiefers.

Ein Grundkonglomerat über dem kristallinen Grundgebirge, wie es im Profile des Berges der Perlen ansteht, konnte nicht beobachtet werden. Die Schiefer, wie die ganze Tanganjikaformation im Bereiche von Gottorp, liegen horizontal. Sie sind aufgeschlossen z. B. am Ge-

hänge des linken Malagarassiufers hinter den Gebäuden der Saline Gottorp. Sie werden hier von der Salinenverwaltung vielfach als Wegbeschotterung benutzt. Ferner am gegenüberliegenden Ufer in den kleinen, vom Plateaurand zum Malagarassi herabziehenden Bachrissen. Einen sehr guten Aufschluß bietet der Bahndurchschnitt gleich westlich der Eisenbahnbrücke über den Rutschugi. Unter den jungen, lehmigen und sandigen Deckschichten treten mit wellig ab- und aufsteigender Oberfläche überall die hier bereits stark verwitterten, sehr feinblättrigen Schiefertone zutage, die sich von diesem Aufschluß bis in die Tiefe des Rutschugitales verfolgen lassen. Der Bahnaufschluß durchsticht einen flachen Schieferhügel, der als Erosionsrest mitten im Becken von Gottorp der Abtragung durch Rutschugi und Malagarassi entgangen ist. Auf beiden Gehängen des Rutschugitales sind die Schiefer noch eine Strecke weit flußaufwärts zu verfolgen; sie bilden hier die unteren flachen Gehänge des Tales.

Am Bahndamm lagen 1916 in der Nähe der Station dunkelkirschrote und grünlich gefärbte feste Tonschieferplatten, einzelne mit ausgezeichneten Wellenfurchen und kleinen und großen Entfärbungsringen bedeckt.

c) Über den nun sandiger gewordenen Schiefern folgen die Sandsteinquader in horizontaler Lagerung und dicken unregelmäßigen Bänken. Farbe und Korn sind wechselnd. Neben oberflächlich dunkelvioletten finden sich reinweiße und grünliche Sandsteine. An den verwitterten Felswänden des Malagarassi- und Rutschugitals, besonders in den Bergsturzmassen, die die Bahnlinie westlich von Gottorp durchquert, kommt die häufige diskordante Parallelstruktur der Sandsteine ganz ausgezeichnet zur Anschauung.

Vom Talkessel von Gottorp aus ziehen sich die Sandsteine in rechter Eintönigkeit östlich das Durchbruchstal des Malagarassi aufwärts. Ebenso begleiten sie die Straße vom Rutschugiposten nach der Station Malagarassi (die alte Karawanenstraße Tabora-Udjidji), die nicht dem engen unwegsamen Tale des Malagarassi folgt, sondern nördlich des Flusses die Plateauhöhen überquert. Südlich lassen sie sich mehrere Tagemärsche weit an der fast verfallenen, während des Krieges aber wieder öfter begangenen Straße Gottorp-Namanjere-Bismarckburg verfolgen, nördlich hingegen das Rutschugital aufwärts. Zu-

Kennzeichnung ihres Verhaltens westlich der Gegend von Gottorp und des Rutschugi dienen die von der Begehung der Karawanenstraße Tabora-Udjidji vom Rutschugiposten westwärts bis zu den 15 km entfernten Mrindeberg gewonnenen Beobachtungen:

4. Profil vom Rutschugiposten zum Mrindeberg.

Vom Rutschugiposten, der wegen Schlafkrankheitsgefahr aufgehoben wurde, zum Mrindeberg finden sich bis zum Guttubache horizontale, gebankte, z. T. rötliche, ziemlich grobkörnige Sandsteine. Zwischem dem Guttu- und Buhingabache wurden Stücke von Sandstein, Kalkstein und gebändertem Hornstein beobachtet. Im Buhingabach steht z. T. in Hornstein verwandelter dolomitischer Kalk an. Auf das bisher ebene Gelände folgen in einem 70 m hohen Anstiege wechsellagernde sandige Schiefer- und Sandsteine. Auf der Fortsetzung der Straße bis zum Njambassabache liegen einzelne große Kalkstücke; im Bache selbst finden sich Sandstein und Hornstein in Stücken; im Simbabache wieder dolomitischer Kalk mit Hornstein. Der 50 m hohe Mrindeberg besteht aus verschiedenartigen Sandsteinen und sandigem Kalkstein.

In diesen Beobachtungen spricht sich der für die Sandsteinschichten der Tanganjikaformation auch in anderen Profilen wahrnehmbare, nach oben zunehmende Gehalt an kalkigen Bestandteilen aus. Rein kalkige Schichten kommen in der Umgebung von Gottorp noch nicht vor, da diese den tieferen, sandig-tonigen Komplexen dieser Formation angehört.

5. Profil vom Rutschugiposten bis Masansa, an der Straße von Gottorp nach dem Militärposten Kassulu in Uha.

Der Rutschugiposten liegt an der Kreuzung der Hauptkarawanenstraße Tabora-Udjidji mit dem Rutschugiflusse, eine gute Marschstunde nördlich von Gottorp. Vom Tale des Rutschugi bis an die Kante der höchsten Terrassenfläche — vor Erreichung des ersten Lagerplatzes Masansa und vor Beginn der weiten, nur noch wenig gegliederten, nach Hoch-Uha überleitenden, geologisch übrigens gleichartig gebauten Steppen — lassen sich beim Aufstieg entlang der Straße Gottorp-Kassulu an den mit

Busch- und Myombowald bekleideten Abhängen folgende Glieder der Tanganjikaformation feststellen:

Die kleine Ortschaft Rutschugi steht auf weißen und rotvioletten Sandsteinen, die die Fortsetzung der im Becken von Gottorp anstehenden Sandsteine sind. Sie bilden hier malerische Felspartien bis hoch über den Rutschugi. Darüber folgen in verschiedenem Wechsel: helle und bläuliche Kalke; rötliche, sandige Schiefertone, recht mürb und bröckelig; Kalke und dolomitische Kalke, Hornsteine in kleinen und großen Blöcken, Sandsteine. Die Reihenfolge dieser Aufzählung soll nicht genau die Schichtenfolge bedeuten. Die Kalke erzeugen vielfach steilere Anstiege.

Die Zusammensetzung des Profils ähnelt sehr dem eben vom Rutschugiposten zum Mrindeberg entlang der Hauptkarawanenstraße beschriebenen. Ja, es wäre möglich, daß sich bei näherer Untersuchung eine starke Übereinstimmung der Schichtausbildung hier wie dort ergeben würde. Bei der nicht allzugroßen räumlichen Entfernung beider Profile voneinander, in der Luftlinie vielleicht 12 km, könnte dies auch kaum Wunder nehmen[5]).

6. Profile im Malagarassitale von der Station Lugufu der Zentralbahn zu den Ngoma-Italefällen und Ngambafällen des Malagarassi.

Der Malagarassi bildet vor seiner Einmündung in den Tanganjikasee ein prachtvolles, steilwandiges, von herrlicher Vegetation belebtes, junges Durchbruchstal durch die Randberge des Sees, die er in Stromschnellen und

---

[5]) Die Saline Gottorp brennt einen vorzüglichen weißen Kalk in zwei Kalköfen aus einem im Gebiete des oberen Rutschugitales am Katschatschaberge anstehenden Kalkstein, der von den Waha lastenweise zur Saline gebracht wird. Dieser Kalk ist blauschwarz, dicht, manchmal kristallinisch, sehr fest und muschelig brechend, oft auch von schwärzlichen Tonhäuten durchzogen. Trotz langem Suchen wurden organische Reste in ihm nicht gefunden. Das Gestein hat eine gewisse Ähnlichkeit mit einem bei Lugufu vorkommenden, das noch zu erwähnen ist. Vielleicht handelt es sich hier, wie bei dem Vorkommen von Lugufu, um die gleiche stratigraphische Schicht dunklen Kalkes, eine Einlagerung in den höheren Komplexen der Tanganjikaformation. — Ein dem genannten petrographisch ganz ähnlicher, blauschwarzer, sehr fester Kalkstein wurde 1915/16 in Kigoma von der Firma Holzmann u. Cie. für Bauzwecke gebrannt. Der genaue Fundort dieses Kalkes ist mir entfallen; jedenfalls stammt er aus der Nähe der Bahn zwischen Lugufu und Sima, aus dem Bereiche der Tanganjikaformation.

in den zwei großen Wasserfällen Ngoma-Itale, dem oberen Falle, und Ngamba, dem unteren, überwindet[6])

An den unteren, kleineren, aus mehreren Stufen bestehenden Ngambafällen und in ihrer Umgebung stehen rötliche, auch bläuliche, feste, zum Teil quarzitische Sandsteine an. Jhre kristalline Unterlage — eine alte Fastebene —, die in der Umgebung von Gottorp noch entblößt ist, ist hier wegen ihres Einfallens westwärts nicht mehr aufgeschlossen. Die Sandsteine liegen horizontal und sind

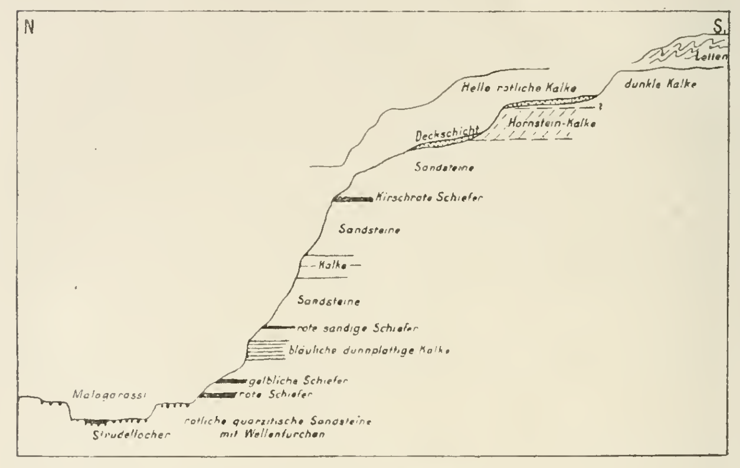


Fig. 2. Profil (überhöht) durch die Tanganjikaformation an den Ngoma-Italefällen des Malagarassi.

gebankt. Eingeschaltet sind ihnen an den unteren Hängen des Tales sandig-tonige, glimmerhaltige Schiefer von rötlicher und grünlicher Farbe. Die Schichtflächen dieser Schiefer sind häufig mit schönen Wellenfurchen bedeckt. In den roten Abarten zeigen sich weißliche, kreisrunde Entfärbungsringe, wie sie sich ähnlich, oft ganze Schichtplatten bedeckend, auch in den buntgefärbten Schiefertonen des mitteldeutschen Rotliegenden finden.

Ganz ähnlich sind die tiefsten, in dem sich an den unteren Fall anschließenden Cañon des Malagarassi der Be-

[6]) Das Engtal des Malagarassi zwischen den beiden Fällen zeigt die Sandsteinplatten bedeckt mit Tausenden von Strudellöchern aller Größen, ober- und unterirdisch zu ganzen Systemen untereinander verbunden, wohl eine der großartigsten Entwicklungen von Strudellöchern, die es gibt. Ihre Bildung ist vor allem wichtig für die Rückwärtsverlegung der Fälle.

obachtung zugänglichen Schichten der Tanganjikaformation zusammengesetzt.

Die Umgebung der oberen großen Fälle, der Ngoma-Italefälle, besteht gleichfalls aus meist feinkörnigen, rötlichen, von dunklen Hornsteinadern nicht selten durchzogenen Sandsteinen, die grob gebankt und von vielen, die Zurückverlegung des Hauptfalles erleichternden Kluftsystemen durchzogen sind.

Die kleinen, zur ersten Plateaustufe steil ansteigenden Regenwasserrisse und -bäche des rechten Malagarassiufers zeigen, daß den Sandsteinen in nicht zu großer Höhe über dem Flußniveau — fortlaufende Profile lassen sich nur durch eingehende Begehungen aufstellen — dolomitische Kalke, reine Kalke, Kalke mit Hornsteinknauern eingeschaltet sind. Diese kalkigen Einlagerungen sind dünnbankig, ihre Farbe blaugrau bis grau. Nach außen verwittert das feste homogene, muschelig brechende Gestein mit gelblichen Farbtönen. Fossilien wurden nicht gefunden. Die Mächtigkeit der kalkigen Schichten betrug im Durchschnitt 4—5 m; jedoch war nie die ganze Folge entblößt, sodaß die Mächtigkeit in Wirklichkeit größer ist. Die zwischen den beiden Malagarassifällen anstehenden Kalkschichten hängen höchstwahrscheinlich zusammen mit den nur zwei Stunden unterhalb der Ngambafälle am Mulindobache und Tangeberg beobachteten, mit denen sie auch petrographisch übereinstimmen. Sie geben möglicherweise einen wichtigen Horizont ab für eine eingehende Gliederung der älteren Komplexe der Tangajikaformation.

Kalkige Einlagerungen wiederholen sich in geringerem Umfange noch mehrere Male bis zur Höhe der ersten Plateaustufe.

Neben diesen sind tonige, sandig-tonige und kalkig-tonige Schiefer vom Niveau des Flußbettes bis zur Höhe des Plateaurandes in einer Reihe von wiederkehrenden Horizonten zu finden. Die Schiefer sind sehr dünnblättrig und mürbe, kirschrot, braunviolett, gelbgrau gefärbt. In den orographisch höheren Niveaus sind sie stärker vertreten als in den unteren. Fossilien wurden auch in ihnen nicht gefunden.

Im ganzen ist also das Profil vom Malagarassi bis hinan zur ersten Plateaufläche, auf der der Weg von der Bahnstation Lugufu nach Gogome und von hier zu der Fährstelle an den Ngambafällen — bis auf den plötzlichen steilen Abstieg ins Tal des Flußes — nur wenig absteigend verläuft, aus:

1. rötlichen und grauen Sandsteinen, die Hauptmasse des Profiles bildend,
2. Kalken, dolomitischen Kalken, in Einlagerungen wiederkehrend,
3. Schiefertonen, nach oben zwischen die Sandsteine häufiger eingeschaltet,

aufgebaut.

Auf der Höhe des Plateaus, das von kleinen und großen tafelförmigen Bergen und Rücken überragt wird, finden sich an den Negerwegen von den Fällen zur Bahn meist Blöcke von verkieselten Kalken und Dolomiten und Hornsteinblöcke mit lagenartiger und konzentrischer Bänderung, während Sandsteine und Schiefer stark zurücktreten. Diese Blöcke stellen wohl die Reste schon weitgehend denudierter jüngerer Schichten der Tanganjikaformation dar, die nach dem petrographischen Charakter dieser Überreste zu urteilen, überwiegend Gesteine kalkiger Beschaffenheit umschlossen haben. Daß in diesen Horizonten kalkige Schichten an Bedeutung gewinnen, bezeugen auch die südlich der Tanganjikabahn einige Kilometer westwärts der Station Lugufu im Myombowalde vorkommenden dunklen, festen spätigen Kalke, die von hellen Kalkspatadern reichlich durchzogen sind. Während des Krieges wurde von griechischen Bauunternehmern in Kigoma versucht, diese Kalke zum Zwecke des Kalkbrennens auszubeuten.

Der geologische Aufbau der dem Plateau aufgesetzten Berge wurde nicht untersucht. Auf dem Wege von Gogome nach der Fährstelle an den Ngambafällen lag am Fuße eines dieser Berge, ihn als flach geneigte Schutthalde umkleidend, viel Kalktrümmerwerk. Die Kalkbrocken verwittern in den wunderlichsten und mannigfaltigsten Formen, die an Kalkonkretionen oder Lößkindl erinnern. Sie bestehen aus hellem, feinkörnigem bis dichtem, kieseligem Kalke, der bisweilen Trümmerstruktur zeigt. Nicht selten ist der Kalk rötlich verfärbt, vielleicht durch aus den roten Schiefertonen abfließendes Regen- oder Sickerwasser. Große im Boden eingebettete Blöcke, die vielleicht auch Reste des anstehenden Gesteins darstellen, zeigen karrenartige Verwitterungsformen und feinstreifige Anäzung durch parallel nach unten gerichtete Regenwasserrillen.

Als vielleicht noch in dieses Profil gehörend mögen — einstweilen — als Letten bezeichnete Gesteine erwähnt werden. Sie stehen zwischen den Stationen Lugufu und Gottorp der Mittellandbahn an und werden von einzelnen

ihrer Durchstiche aufgeschlossen. Zu ihrer Charakteristik kann nicht viel gesagt werden, da sie nur vom Zuge aus beobachtet wurden. Es sind geschichtete, buntfarbene, — weiße, rötliche, violette — Gesteine, die stark verfaltet und von Verwerfungen durchzogen sind. Diese Lagerungsstörungen sind vorläufig wohl am besten auf Gehängerutschungen oder Quellungserscheinungen zurückzuführen. Ob diese Letten zur Tanganjikaformation zu rechnen sind, muß dahingestellt bleiben, da ihr Verband mit den benachbarten Gliedern der Formation nicht feststeht.

7. Umgebung von Kigoma und Udjidji.

Die hohen Randberge des buchtenreichen, landschaftlich sehr abwechslungsvollen und schönen Gebiets um Kigoma und Udjidji gehören ganz der Tanganjikaformation an, die sich durch die bisher erwähnten Profile ununterbrochen von ihrer Ostgrenze in der Nähe der Station Malagarassi bis an das Ostufer des Tanganjikasees verfolgen läßt, und auch ihre Fortsetzung über den See hinweg an das Ufer des Kongostaates findet. Zwischen den Profilen von Gottorp, Lugufu, Ngoma-Itale und dem Ostufer des Sees vermitteln längs der Bahn, wie an einer Reihe von Aufschlüssen in ihrer Umgebung beobachtet wurde, ähnlich aus Sandsteinen, Tonschiefern, Kalken zusammengesetzte Schichtserien.

Die Hügel, welche die Bucht von Kigoma umsäumen, bestehen ganz überwiegend aus Sandsteinen, denen untergeordnet Lagen von Schiefertonen eingeschaltet sind. Die Sandsteine wechseln in ihrer Zusammensetzung außerordentlich rasch und stark. In der Höhe des Seespiegels, rund um die den Hafen bildende engere Bucht von Kigoma, treten dickbankige Sandsteine auf, die ihre ursprüngliche horizontale Lagerung meist verloren haben, ja sogar Faltungserscheinungen zeigen. Ihre Farben sind hell, oft grünlich-weiß; auch rotbraune und violette Abarten finden sich. Unter den Mineralbestandteilen überwiegt Quarz; Feldspatsplitter, helle und dunkle Glimmerblättchen, chloritische Substanz treten zurück; selten sind kleine Splitter fremder Gesteine. Der dickbankige Sandstein ist sehr fest, läßt sich leicht bearbeiten und gibt einen guten Baustein ab. Gute Aufschlüsse fanden sich 1915 an der Hafenbahnstrecke, am Lokomotivschuppen und an dem zur Spitze des „Entenschnabels“, der die Bucht abschließenden, weit in den See vorspringenden schmalen Landzunge, durchgebrochenen Ab-

stellgeleis. Diese Sandsteine reichen bis in erhebliche Tiefen unter das Seeniveau, wie sich bei Brunnenbohrungen in Kigoma — am alten Hospital, an der Straße Kigoma-Udjidji — ergab, ohne sich petrographisch bedeutsam zu ändern. In einzelnen Bänken werden die tieferen Lagen der Sandsteine auch schon recht grobkörnig, so am „Entenschnabel". Die hohen Abhänge der Randberge der Kigomabucht, wie der sich südwärts an diese anschließenden, den „Elefantenfuß" und „Pferdefuß" bildenden Vorgebirge, lassen bis auf ihre Gipfel hinauf grobkörnige, ja z. T. grobkonglomeratische Sandsteine erkennen, in denen das Bindemittel weitgehend zurücktritt. In den konglomeratischen Lagen sind die Quarze, die alle anderen Bestandteile bis zu deren vollständiger Unterdrückung überwiegen, gut gerundet, meist hell oder rötlich gefärbt. Die konglomeratischen Lagen, die schwer verwittern, treten an den Gehängen der Randberge sehr hervor und täuschen gegenüber den feinkörnigen, weniger widerstandsfähigen Sandsteinen eine vielleicht in Wirklichkeit nicht bestehende Vorherrschaft vor. Einlagerungen von Tonschiefern sind selten. Stark verwitterte, bröckelige, sandige Tonschiefer von dunkelschmutzigbrauner Farbe stehen am Bahngleis an, etwa da, wo die Tanganjikabahn das innerste Ende der Kigomabucht verläßt und an dem dieser zunächst folgenden Teiche entlang fährt. In welchem Verbande diese Tonschiefer mit den Sandsteinen stehen, konnte nicht näher festgestellt werden. Es handelt sich wohl nur um eine geringmächtige Einlagerung in letzteren. Kalkige Einlagerungen in den Sandsteinen sind in den Randbergen der Bucht bisher nicht gefunden worden, so daß die Bauten Kigomas auf die Zufuhr von Kalk aus den oben beschriebenen Kalkfundstellen angewiesen sind.

Sandsteine stehen auch im Untergrunde, wie in der Umgebung von Udjidji an, wo sie bis nahe an die Küste herantreten. Ferner an dem Höhenrücken, der die Buchten von Kigoma und Udjidji vom breiten, mit jungen, fruchtbaren Alluvionen tief angefüllten Luitschetale trennt und von der Straße von Udjidji nach der Bahnstation Luitsche überschritten wird.[7])

---

[7]) In der Umgebung von Udjidji kommen Dünen nicht vor, wie Dantz (a. a. O. S. 67) angibt. Unmittelbar am Strande des Sees finden sich junge Seesande, die mehrere Meter über sein jetziges Niveau hinaufgehen, entsprechend dem an vielen Orten nachweisbaren früher höheren Stande des Tanganjika.

Die Schilderung des petrographischen Charakters der verschiedenen Gesteine: Sandsteine, Kalke, Schiefer, Letten, der Tanganjikaformation bleibt der ausführlichen geologischen Beschreibung ihres Verbreitungsgebiets im Osten des Tanganjikasees vorbehalten, auch diejenige ihrer Färbungserscheinungen, der weitgehenden Verkieselungsprozesse, ihrer Verwitterungs- und Oberflächenformen, ebenso auch ihrer tiefgreifenden Abtragung[8]) in einzelnen Gebieten.

Als jüngere Verwitterungsdecke überkleidet die Tanganjikaformation ein lückiger Mantel von Schottern,[9]) Sanden und Lehmen. — — — —

Im Verbreitungsgebiet der Tanganjikaformation treten Diabase an verschiedenen Stellen auf, wobei dahingestellt bleiben soll, ob der Name „Diabas" für diese mächtige Gesteinsmasse nach neueren petrographischen Anschauungen überall zutrifft.[10])

Ihr Verbreitungsgebiet ist jedoch wesentlich geringer als das der sedimentären Glieder der Formation. In gewaltigen zusammenhängenden Massen treten sie nördlich der Mittellandbahn zu Tage und bauen hier die gebirgigen Plateaus von Hoch-Uha auf, in ihrer Hauptmasse sich ungefähr zwischen den Tälern des bei Udjidji in den Tanganjikasee mündenden Luitschefluß-Systems und dem Knie des oberen Malagarassi über den Militärposten Kassulu erstreckend. Auch südlich dieses Hauptverbreitungsgebiets sind verschiedene Vorkommnisse von Diabas bekannt geworden, so in den Njamuribergen südöstlich Udjidji, in den Gabwebergen südlich des Malagarassi.

Der Diabas, wie er sich an den Straßen von Kigoma und Udjidji nach Kassulu über Luitsche und über Lussimbi findet, ferner in der Umgebung von Kassulu, am Ostrande

---

[8]) Starke Abtragung bezeugen die an der Küste des Sees bei Kigoma anstehenden, mächtigen höhlenreichen Konglomerate noch unbekannten Alters, die meist aus schmutzig gefärbten grünen und rotbraunen Quarziten bestehen. Das Muttergestein entstammt wohl dem Bereiche der Tanganjikaformation, ist aber nach seiner Verbeitung noch unbekannt.

[9]) Schotterdecken von erheblicher Ausdehnung und Mächtigkeit wurden z. B. auf den Höhen östlich der Station Luitsche beobachtet. Sie sind wohl diluvialen Alters. — Bemerkt werden mag hier beiläufig, daß Gebiete mit hochgelegenen Schotterdecken in Deutsch-Ostafrika nicht selten sind. Ihnen wurde bisher viel zu wenig Aufmerksamkeit geschenkt.

[10]) Von Dantz (a. a. O., S. 71), nach den Bestimmungen Kühns als Diabas bezeichnet. Ebenso von Tornau S. 31.

des mehrere hundert Meter steil zu den vorgelagerten Steppen abfallenden, von kurzen steilen Tälern eingerissenen Diabaszuges von Hoch-Uha (an den Negerwegen von der Straße Kigoma-Kassulu nach Lugufu und zur Straße Gottorp-Kassulu), zeigt makroskopisch recht wenig Veränderungen. Das Gefüge ist kleinkörnig, ja feinkörnig bis dicht; nur an einer Stelle, auf dem Hochplateau südwestlich von Kassulu, wurde an oberflächlich herumliegenden Stücken eine schöne Intersertalstruktur wahrgenommen. Die Farbe des frischen Gesteins ist dunkelgrün bis blauschwarz. Die Farbe der Verwitterungsrinde von Bruchstücken dagegen ist gelblich bis hochrot. An vielen Stellen ist der Diabas Uhas als M a n d e l s t e i n ausgebildet, so in der Umgebung von Kassulu.

An Wegeeinschnitten und Bachrissen kann man häufig die bekannte kugelige und brotlaibartige Verwitterung des Diabases schön erkennen. Die Diabasgebiete Uhas sind teils von einem hochroten fruchtbaren Lehm, der besonders tiefgründig als Abschwemmungsmasse die Fußgestelle der Abhänge bedeckt, teils von braunen und grauen Verwitterungserden überzogen, durch die auf weiten Strecken noch der steinige Untergrund hervorsieht. Große Diabasflächen sind mit vereinzelten Hornsteinkalkbrocken bedeckt, — wohl ein Beweis dafür, daß wenigstens gewisse Teile des Diabashochlandes noch von sedimentären Formationen überzogen waren, wahrscheinlich den Kalkkieselschichten der Tanganjikaformation.

Die Erscheinungsform der Diabase Uhas ist einerseits die von buckel- und schildförmigen, anderseits auch von deckenartigen Massen. Ihre Oberflächenformen weichen stark und auffällig von denen der umgebenden sedimentären Gebiete ab.

Das ganze Diabasmassiv Uhas, zusammen mit seinen weiter abliegenden Anhängseln, dürfte als in einer geologischen Periode entstanden zu betrachten sein, in der sich vielleicht noch mehrere Phasen unterscheiden lassen werden. Das ganze ist eine große (Intrusions-)Masse, die mit ihren höheren Teilen stellenweise effusiv wurde, mit ihren tiefern aber in einer älteren Formation steckengeblieben ist. Als solche ältere Formation kann nur die Tanganjikaformation in Frage kommen. Die Diabase haben deren ältere Glieder in Form von Gängen durchbrochen und sich in den jüngeren, den Kalkkieselschichten, ausgebreitet, diese z. T. auch durchbrochen und überströmt. Wo sie nahe an die Oberfläche

kamen, sind sie als Mandelsteine ausgebildet oder in anderer Weise beeinflußt. Wo sie ältere Gebirge durchbrachen, lassen sich an diesen leichte, aber unverkennbare Spuren von Kontaktmetamorphose erkennen.. — — — —

Die Tektonik der Tanganjikaformation soll hier nur kurz gestreift werden. Die Lagerung der Schichten ist ganz überwiegend horizontal. Kleine Störungen von geringer räumlicher Ausbildung sind aber auch innerhalb des Gebietes horizontaler Lagerung nicht selten. Von einer großen Störungszone, die vielleicht eine Breite von 15 Kilometern erreicht, wird die Tanganjikaformation entlang der Küste des Sees durchsetzt, die mit der Entstehung des Tanganjikagrabens im Zusammenhange steht.

Wenn die Lagerung der Tanganjikaformation landeinwärts des Sees als horizontal bezeichnet wurde, so ist hervorzuheben, daß wahrscheinlich doch der ganze Schichtkomplex eine geringe Neigung nach Westen aufweist. Der Neigungswinkel ist jedoch so gering, daß er erst durch genaue Messungen der Höhenlage bestimmter Schichten zu ermitteln ist. Selbst auf Hunderte von Metern entblößte Talwände lassen im Innern des Verbreitungsgebiets eine Neigung der Schichten nach irgendeiner Richtung nicht feststellen. Verwerfungen innerhalb der Tafellagerung von geringer Sprunghöhe sind von vielen Orten bekannt, so aus der Nähe der Station Malagarassi, bei Gottorp, wo Neigungswinkel der Sandsteine bis zu 15° vorkommen. Andere Orte sollen hier nicht aufgezählt werden.

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen, nur geringfügigen Störungen ist die Lagerung an der Küste außerordentlich unruhig. Alle diese tektonischen Veränderungen sind hervorgerufen durch die Entstehung des Tanganjikagrabens, und trotz dessen starker Absenkung ist es fast verwunderlich, daß sich diese Einsenkungsbruchstörungen nur wenig landeinwärts verfolgen lassen. Guten Einblick in diese Störungen entlang der Küste gewährt schon die nähere Umgebung von Kigoma, die für die an der übrigen Ostküste zu beobachtenden Störungen — das Sandsteinufer ist in ein förmliches Mosaik von kleinen Schollen mit gegeneinander abweichender Lagerung zerstückelt — typisch ist. An der Südseite der Kigomabucht sind, wie erwähnt, durch die Anlage der Zentralbahn helle Sandsteinschichten der Tanganjikaformation bloßgelegt worden. Wo die Bahn in die Gerade nach dem Bahnhof Kigoma einbiegt, ist eine kleine, aber ausgezeichnete Falte an-

geschnitten, deren obere Partien in eine Faltenüberschiebung übergehen. Weiter nach dem Bahnhof zu sind Faltungen nicht mehr aufgeschlossen; wohl aber machen einzelne Lagen der Sandsteine einen außerordentlich gequälten Eindruck, der auf starke Pressungen zurückzuführen ist. Die Sandsteine fallen nach dem See zu mit 20—25 ° ein. In der Landzunge „Entenschnabel" bietet die Gleisanlage einen guten Einblick in die aufgerichteten, etwa mit 30 ° in der Längserstreckung der Landzunge einfallenden Sandstein-

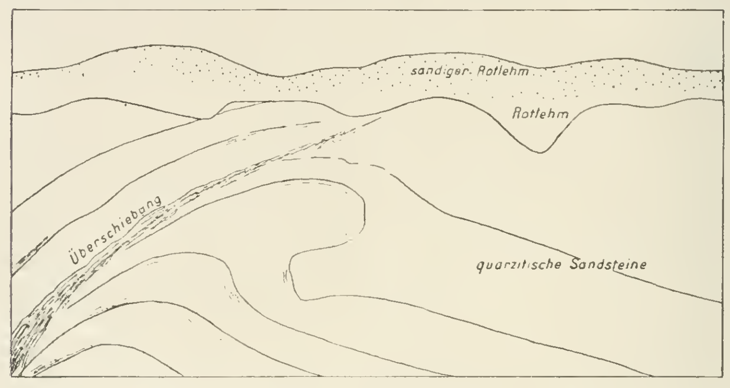


Fig. 3. Faltenüberschiebung in quarzitischen Sandsteinen der Tanganjikaformation bei Kigoma (1250,1 km der Zentralbahn).

bänke. An den Steilwänden der sich südlich an die Kigomabucht bis nach Udjidji anschließenden Landzungen ist die Lagerung sehr wechselnd. Südwesteinfallen herrscht vor. Bei Udjidji fallen die Sandsteine südlich. In der Nähe der (während des Krieges als Holzstation dienenden) Lugufumündung ist die Lagerung gleichfalls sehr unregelmäßig. An dem nördlich der Kigomabucht vorspringenden Kap Tschere wurde auf eine längere Strecke häufig wechselndes Einfallen beobachtet.

Die ganze Ostküste des Tanganjikasees stellt eine mannigfaltig gebaute, auch gefaltete Störungszone dar, deren Vorhandensein nicht nur durch die Lagerungsverhältnisse innerhalb der sedimentären Tanganjikaformation erwiesen, sondern auch in dem diese nördlich und südlich begrenzenden Gebiet kristalliner Gesteine angedeutet ist.

(Vollendet in Davos, Schweiz, im Dezember 1917; durch die Zensurbehörde in Stuttgart wurde jedoch die Drucklegung während des Krieges verboten.)

7. Was ist unter „Scharung" zu verstehen?

Von Herrn Otto Wilckens (früher in Straßburg i. E.).

Zurzeit Bremen, 8. Mai 1919.

Der Ausdruck „Scharung" für eine Vereinigung zweier Kettengebirge wird in der geologischen Literatur in verschiedenem Sinne gebraucht, so daß es zweckmäßig erscheint, den Begriff zu definieren und die Anwendung des Wortes dementsprechend zu beschränken oder für die verschiedenen Erscheinungen, auf die es bisher angewandt wurde, gesonderte Bezeichnungen einzuführen.

Schar, scharen, sich scharen sind ursprünglich Ausdrücke des Heerwesens und beziehen sich sodann ganz allgemein auf den Zusammenschluß einer Anzahl von Personen zu einer mehr oder weniger scharf begrenzten Einheit. Die Bergmannssprache, aus der Geographie und Geologie den Ausdruck übernommen haben, bedient sich seiner zur Bezeichnung gewisser Arten des gemeinsamen Auftretens von Erzgängen. Nach Veith (Deutsches Bergwörterbuch mit Belegen [1871], S. 403—404) bedeutet „sich scharen" von Gängen und Klüften: „im Streichen unter einem spitzen Winkel aufeinandertreffen und entweder durcheinander hindurchgehen oder auf eine kleinere oder größere Strecke vereinigt bleiben und sich dann erst wieder trennen". Nach den Belegen, die Veith zur Vervollständigung dieser Angaben anführt, ist diese seine Definition vielleicht schon zu sehr spezialisiert. Wir werden sogleich sehen, daß nach anderen Zitaten das Durchkreuzen der Gänge und die Wiedertrennung nach einer Vereinigung nicht zu einer Scharung erforderlich sind.

„Zwei Gänge, welche gleiches Streichen und Verflächen[1]) besitzen, können" — so heißt es bei Mohs[2]) — „nicht miteinander in Berührung kommen . . . Von solchen, die untereinander nicht parallel sind, sagt man, wenn sie unter einem spitzen Winkel zusammenkommen, daß sie sich *scharen* oder das Scharkreuz bilden."

---

[1]) Statt „Verflächen" ist in der Geologie der Ausdruck „Fallen" oder „Einfallen" üblich.

[2]) Mohs, Fr.: Die ersten Begriffe der Mineralogie und Geognosie. II. Geognosie, § 451 (1842).

Nach Gätzschmann[3]) ist Scharen „das Zusammenlaufen zweier Gänge im Streichen unter einem spitzen Winkel", und v. Schönberg[4]) schreibt: „Scharen heißt, wenn zwei Gänge zusammen kommen und sich miteinander schleppen" Bei O. W. Köhler[5]) findet sich der Satz: „Wenn zwei verschieden schmale Gänge . . . in ihrem Streichen sich scharen und einen mächtigen fortsetzenden Hauptgang bilden."

Das Zusammenlaufen der Gänge in der Streichrichtung erscheint also immer als das Wesentliche. Kreuzung gehört nicht zur Scharung, wie auch aus folgendem, von Veith angeführten Zitat aus der „Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen" 14. B. 275 hervorgeht: „Die gewöhnlichste Form, in welcher (im Clausthaler Ganggebiete) Gänge und Gangtrümmer sowohl in der Streichungs- als auch in der Fallrichtung miteinander in Verbindung treten, ist die der Scharung; Gangkreuze sowie Verwerfungs- und Auslenkungserscheinungen sind in diesem Gebiete als Seltenheiten zu bezeichnen."

Dementsprechend lautet auch die Erklärung in Credners Elementen der Geologie[6]):

„Ein Mineralgang tritt selten für sich allein, vielmehr meistens mit anderen vergesellschaftet auf. Diese ziehen sich dann in größerer oder geringerer Parallelität oft weit nebeneinander her; eine solche zonenweise Gangvergesellschaftung wird als Gangzug bezeichnet. Vereinigen sich zwei dieser Gänge, so scharen sie sich, legt sich der eine an einen anderen an, so wird er von diesem geschleppt, durchschneiden sie sich gegenseitig, so durchsetzen sie einander und bilden ein Gangkreuz."

Auch für Credner ist also die Vereinigung zweier Gänge, die ähnliche Streichrichtung besitzen, das Wesentliche der „Scharung". Wenn zwei Gänge scharen[7]), so wird einer daraus. Wenn zwei Gänge in unmittelbarer

---

[3]) Gätzschmann: Sammlung bergmännischer Ausdrücke S. 64 (1859).

[4]) v. Schönberg, Abr.: Ausführliche Berginformation, zur dienlichen Nachricht vor Alle, die bey dem Berg- und Schmelzwesen zu schaffen; usw. (Leipzig 1698), Anhang S. 80.

[5]) Anleitung zu den Rechten und der Verfassung bei dem Bergbau im Königreich Sachsen (Freyberg 1824), S. 312.

[6]) 11. Aufl. (1912), S. 346—347.

[7]) „Scharen" wird transitiv und intransitiv gebraucht; die reflexive Form ist neben letzterer gleichberechtigt. Auch „anscharen" wird intransitiv und reflexiv gebraucht (Veith).

Berührung nebeneinander herlaufen, so nennt man das eine Schleppung.

Es herrscht in diesem Punkte keine vollständige Einhelligkeit der Autoren. Bei A. v. Groddeck[8]) z. B. heißt es wieder: „Zwei Gänge scharen sich, wenn sie unter einem spitzen Winkel zusammen kommen und dann gemeinschaftlich fortstreichen.“ Dies wäre nach Credner eine Schleppung. So ist vielleicht hierauf nicht soviel Gewicht zu legen. Es bliebe als das Wesentliche der Scharung das Zusammenlaufen von zwei Gängen unter spitzem Winkel. Der Unterschied, ob sie sich ganz vereinigen oder nebeneinander herlaufen, ist unwichtig.

Die Anwendung des Ausdrucks Scharung auf Gebirge fand nach dem Zeugnis von A. Penck[9]) zuerst durch A. v. Humboldt statt. Im Anschluß an das oben angeführte Zitat von Groddeck fährt nämlich Penck fort:

„In diesem Sinne sprach zuerst A. v. Humboldt (Zentralasien I, S. 97, 197) gelegentlich der Betrachtung des Kuen-luen und Hindu-Koh von einem Anscharen der Gebirge, indem er ausführte, daß diese beiden Gebirge sich geradlinig aneinanderschließen, während sich der Himalaya nur an den Kuen-luen schart, d. h. im allgemeinen parallel mit demselben verläuft, schließlich sich aber doch mit demselben vereinigt.“

Eine Aufsuchung der Zitate in Humboldts „Zentralasien“ ergibt, daß die Stelle S. 197 in diesem Zusammenhang nicht in Frage kommt; denn dort ist nicht von einer Gebirgsscharung die Rede, sondern von der Scharung usw. von Granitgängen im Tonschiefer von Buchtarminsk, die G. Rose beobachtet hatte. Die andere von Penck herangezogene Stelle (die sich übrigens nicht auf S. 97, sondern auf S. 99 findet) lautet:

„Ich wage daher jetzt zu behaupten, daß der Hindu-Kho und die ganze Kette vom Meridian Attoks und von Kafiristan an bis Mazenderan und bis zum Elburz in Persien n i c h t der Himalaya sind; daß dieser, welcher ganz Indien im N von Neapel und Butan begrenzt, nur ein Seitenzweig vom Hindu-Kho, und daß die unmittelbare Fortsetzung des letzteren der Kuen-luen ist, dessen westlichstes Ende den Namen Thsung-ling führt. Es handelt sich hier nicht um eine einfache Berichtigung oder Veränderung in der

[8]) Die Lehre von den Lagerstätten der Erze (1879), S. 48. (Penck).

[9]) Morphologie der Erdoberfläche, Bd. 2, S. 399.

Nomenklatur, sondern um das geologische Faktum der Existenz einer Spalte, welche ihre ursprüngliche Richtung von O nach W auf einem ungeheuren Raume behält: es handelt sich um eine Kontinuität der Richtung der Erhebungsachse. Stoßen wir beim Bergbau auf eine Gabelung der Gänge, so betrachten wir stets denjenigen Zweig als eine Fortsetzung des Hauptzweigs, welcher dasselbe Streichen zeigt (denselben Winkel mit dem Meridian macht). Der Seitenzweig (Trum), welcher sich nach einer anderen Richtung trennt, erhält einen anderen Namen, selbst in dem Fall, wo er später zum anscharenden wird, d. h. parallel dem sein anfängliches Streichen behaltenden Gange läuft. Diese Rückkehr zum Parallelismus können wir auch in der kolossalen Kette des Himalaya beweisen, da sie jenseits des Meridians von Katmandu, nachdem sie eine um 7° südlichere Breite erreicht hat, auf einer Länge von 200 Meilen die Westostrichtung oder die des Kuen-luen und Hindu-Kho hat. Diese Analogien zwischen der geologischen Konstitution der großen asiatischen Kordilleren und der Veränderungen im Streichen der Gänge können wohl, glaube ich, zur Aufklärung über Phänomene beitragen, welche ältere Karten schlecht darstellen und welche anfänglich eine ziemlich seltsame Verwicklung zeigen."

Dem aufmerksamen Leser wird es nicht entgehen, daß Humboldt den Vergleich zwischen

der Abtrennung des Himalaya von der Erhebungsachse Hindu-Kho—Kuen-luen einerseits und

der Gabelung eines Ganges, dessen Seitenzweig anfänglich eine andere Richtung einschlägt (was ja im Wesen der Gabelung liegt), dann aber anschart (d. h. parallel dem Gangzweige verläuft, der die ursprüngliche Streichrichtung beibehalten hat), anderseits

zunächst durchführt, um darzutun, daß Hindu-Kho—Kuen-luen die große zusammenhängende Erhebungsachse bilden, von der der Himalaya nur einen Seitenzweig darstellt, so wie man im Bergbau bei einer Gabelung von Gängen den in der Fortsetzung der ursprünglichen Streichrichtung liegenden Zweig als Hauptzweig betrachtet, während der Seitenzweig einen anderen Namen erhält, und zwar auch dann, wenn er später anschart, d. h. dem Hauptzweig parallel läuft.

Humboldt wendet also den Ausdruck Scharung, scharen nicht direkt auf die Gebirge an. Er sagt nicht, der

Himalaya schare mit dem Kuen-luen—Hindu-Kho. Ja, er gebraucht das Wort „scharen“ überhaupt nicht, sondern nur „anscharen“ und versteht hierunter die Rückkehr eines abgezweigten Ganges in die Richtung desjenigen, von dem er abgezweigt ist, also etwas anderes, als die bisher angeführten Definitionen angeben.

Die Gabelung eines Ganges, dessen Gabel einen spitzen Winkel einschließt, und die Scharung zweier Gänge, d. h. ihre Vereinigung unter einem spitzen Winkel, ist ja morphologisch dasselbe. Je nachdem man von dem einen Gang oder von der anderen Seite, von den zwei Gängen her, vorschreitet, gibt man der Änderung des Zustands den einen oder den anderen Namen. Insofern kann man sagen, HUMBOLDT habe einen Vergleich zwischen scharenden Gängen und dem Zusammentritt von Himalaya und Hindu-Kho gezogen, obgleich er eigentlich von einer Gabelung spricht.

Nicht ganz dem Gebrauch des Wortes „scharen“ entspricht es, wenn PENCK[10]) schreibt: „Während sich der Himalaya an den Kuen-luen schart, d. h. im allgemeinen parallel mit demselben verläuft, schließlich aber doch sich mit demselben vereinigt.“ Der im allgemeinen parallele Verlauf der sich vereinigenden Gänge gehört wohl zum Begriff der Scharung, aber ebensogut die Vereinigung. Deshalb ist das „aber doch“ nicht ganz am Platze. Die parallele Strecke braucht nicht besonders lang zu sein, wie man nach dem „schließlich“ denken könnte.

In Aufnahme gekommen ist das Wort „Scharung“ in der Geologie erst durch E. SUESS. „In ähnlichem Sinne“, schreibt PENCK[11]), „redet auch E. SUESS von sich anscharenden Gebirgen“ („Das Antlitz der Erde“ I, S. 305). „In ähnlichem Sinne“ bezieht sich auf die Bezeichnung einer Scharung für einen Parallelismus zweier Gebirge, die sich „schließlich aber doch“ miteinander vereinigen.

An der zitierten Stelle spricht SUESS davon, daß sich an die Innenseite des Apennins ein selbständiger Gebirgszweig anzuscharen scheine[12]). Gemeint ist damit wohl eine parallele Anschmiegung.

„Außerdem aber“, fährt PENCK fort, „bezeichnet er als Scharung das Zusammentreten verschiedener Gebirgsbogen,

---

[10]) Morphologie der Erdoberfläche, Bd. 2, S. 399.
[11]) Ebenda.
[12]) Daß diese Vorstellung veraltet ist, tut hier nichts zur Sache.

z. B. des Himalaya und Hindu-Koh (große indische Scharung) („Das Antlitz der Erde" I, S. 545, 574), und spricht auch von der Scharung des variscischen und armorikanischen Bogens (Sitzungsber. Ak. d. Wiss., Wien. Math.-nat. Kl. XCIV. 1886, S. 112)."

SUESS definiert an diesen Stellen den Ausdruck „Scharung" nicht. Das betreffende Kapitel ist überschrieben „Die indischen Scharungen". Im „Antlitz" I, S. 545, heißt es: „Zugleich ist hier einige Gelegenheit geboten, um das Verhältnis großer gefalteter Ketten zu einander, die Art ihrer S c h a r u n g, zu verfolgen." Auf S. 550 (von PENCK nicht zitiert) heißt es dann: „Allerdings liegen einige Anzeichen . . . vor, welche darauf hindeuten, daß an der Straße von Hormuzd zwei bogenförmig vortretende Systeme äußerer Falten aneinanderscharen und daß folglich die Gestalt dieses Meeresteils in dem Verlaufe der Gebirgsfalten und dem Verhältnis derselben zu dem arabischen Vorlande tief begründet sei; in dem Streichen der inneren Ketten ist aber eine solche Scharung nicht bekannt." Hier wird also von der Aneinanderscharung zweier bogenförmiger Faltenzüge gesprochen, ein Fall, auf den später SUESS den Begriff der Scharung beschränkt hat. Auf S. 552 wird von den (an den iranischen Bogen) anscharenden Ketten des Hindu-Koh" gesprochen. Auf S. 558 heißt es: „ . . . die äußeren Faltungen des Hindu-Koh in Hazára (scheinen) etwas weiter gegen S vorgedrungen zu sein als die benachbarten Teile des Himalaya. Man möchte darum in dem Tertiärlande am Jhelum ein gewaltiges Schleppen und Vorüberschleifen der scharenden Gebirgsteile verraten[13]); die Beobachtungen zeigen aber nichts ähnliches." Auf der von PENCK zitierten S. 574 findet sich das Wort „Scharung" nur in einer Überschrift: „Übersicht der großen Scharung". Dem Zusammenhang nach wird hierunter die Linie des Zusammentreffens der Bogen des Himalaya und des Hindu-Koh verstanden und auf S. 576 wird folgender Vergleich gezogen: „Wie zwei flache Lavaströme oder zwei Güsse von Schlacke, nebeneinander hinfließend, ihre erstarrenden Wellen scharen lassen an einer langen Linie, an welcher sich diese Wellen bald vereinigen und bald gegenseitig schleppen, so begegnen sich die Ketten des Himalaya und des Hindu-Koh." In der zusammenfassenden Übersicht am Schluß dieses Ka-

[13]) Soll wohl heißen: vermuten.

pitels (S. 588—591) heißt es endlich: „Im östlichen China hat uns RICHTHOFEN ausgedehntes Tafelland kennen gelehrt; dagegen deutet der Verlauf der vorliegenden Inseln auf neue scharende Ketten von Formosa durch die Liu-kiu-Inseln gegen Kiu-siu; von dort durch Nipon nach Jesso, von da durch die Kurilen gegen Kamschatka, endlich durch die Aleuten und Alaska gegen Kenai und zur Scharung mit dem Nordwestende der amerikanischen Gebirgszüge. Sowie[14]) gegen die Indische Halbinsel dringen scharende Bogen von NW, N und NO gegen den nordpazifischen Ozean vor."

Es ist begreiflich, wenn PENCK, dieser Anwendung des Wortes „Scharung" durch SUESS folgend[15]), definiert: „Die Stelle, an welcher zwei Gebirgsb o g e n nahezu senkrecht aufeinanderstoßen, ist deren S c h a r u n g." Durch die Anwendung des Ausdrucks auf das girlandenförmige Zusammentreten von Gebirgsbogenenden hatte SUESS, ohne den Begriff zu definieren, eine neue und von der ursprünglichen der Bergmannssprache abweichende Bedeutung des Wortes Scharung in die Geologie und Geographie eingeführt.

Sehen wir uns nun um, wie die Lehrbücher sich zu der Sache stellen. KAYSER[16]) spricht nur von einer Scharung im Sinne der Bergmannssprache. „Ähnlich wie alte Massive", schreibt er, „wirken nicht selten andere, früher gebildete Faltenzüge; sie lenken neue, sich in ihrer Nähe bildende Falten ab, so daß diese sich mit ihnen scharen." Als Beispiel wird die Beugung und Anschmiegung der Falten des sinischen Systems an das des Kuen-luen erwähnt.

In LÖWLS Geologie (S. 185) findet sich der Satz: „Stark gekrümmte Faltenzüge pflegen sich jedoch, wie SUESS zuerst am Südrande der iranisch-tibetanischen Kettengebirge nachwies, in Spitzbogen oder in scharf gekrümmten Rundbogen zu verketten (zu „scharen")." LÖWL folgt also dem Gebrauche SUESS'.

SUPAN[17]) schreibt: „Wenn Gebirgsketten von verschiedener Streichrichtung zusammenstoßen, so geschieht es auf dreierlei Weise. Vereinigen sie sich unter einem spitzen Winkel, so nennt man diesen Vorgang nach bergmännischem Gebrauch eine Scharung." Als Beispiel einer

---

[14]) Müßte heißen: So wie.

[15]) PENCK: Morphologie der Erdoberfläche, Bd. 2, S. 399.

[16]) Allg. Geologie, 4. Aufl., S. 738.

[17]) Grundzüge der physischen Erdkunde (6. Aufl. 1916), S. 685—686.

solchen wird die Vereinigung des Jura mit den Westalpen angeführt. Man kann hierin einen Beweis dafür sehen, daß Gabelung und Scharung morphologisch dasselbe sind. Wenn irgendwo, so würde man in diesem Falle lieber von einer Gabelung, einer Verzweigung sprechen, da die Unselbständigkeit des Jura, seine Abzweigung vom Stamme der Alpen, doch ganz offenbar ist. Als eine andere Art von Scharung bezeichnet SUPAN sodann diejenige des sinischen Faltensystems mit dem Kuen-luen. Von der dritten Art des Zusammenstoßens von Gebirgsketten verschiedener Streichrichtung, die SUPAN anführt, dem glatten Abschneiden der einen Falten durch die anderen, braucht hier nicht die Rede zu sein. „SUESS", heißt es dann bei SUPAN weiter, „wendet den Ausdruck Scharung auch auf den Fall an, wo zwei Gebirgsbogen, die ihre konvexe Seite ungefähr derselben Himmelsrichtung zukehren, an ihrem Ende miteinander verwachsen und dadurch eine Girlande bilden." SUPAN nennt diese Art der Vereinigung „Endverwachsung". Daß er dafür eine besondere Bezeichnung einführt, beweist zur Genüge, daß er mit dieser Anwendung des Ausdrucks „Scharung" nicht einverstanden ist.

SCHAFFER[18]) gibt folgende Erklärung: Zwei oder mehrere parallele Falten können sich unter mehr oder weniger spitzem Winkel oder von verschiedenen Seiten kommend, fast in gleicher Richtung zusammenlaufend, endlich in einem einspringenden Winkel vereinigen (s c h a r e n), wobei in letzterem Falle eine girlandenartige Faltenreihe (Festonbogen) entsteht." Aus diesem Satz ist nicht klar zu ersehen, ob SCHAFFER nur die girlandenförmige oder alle angeführten Arten der Vereinigung als Scharung bezeichnet wissen will.

H. WAGNER[19]) setzt Scharung = engeres Aneinanderschließen, dem ein Auseinanderweichen gegenübersteht.

Erst im letzten Band des „Antlitz der Erde" gibt SUESS etwas, was man vielleicht für eine Begriffserklärung für „Scharung" halten könnte. „Die oft wiederkehrende bogenförmige Gestalt der Gebirgsketten", steht S. 578, „ist das auffallendste Kennzeichen des asiatischen Baus. Die Art, in welcher die Bogen sich begegnen, ist eine zweifache; entweder sie treten in Scharung zusammen, oder ein Bogen kreuzt die Richtung des andern." Es geht aus diesen

---

[18]) F. X. SCHAFFER: Grundzüge der allgemeinen Geologie, S. 126.

[19]) Lehrbuch der Geographie. I, S. 404.

Worten aber nicht mit Sicherheit hervor, ob SUESS nur die girlandenförmige Begegnung von Gebirgsbogen als Scharung bezeichnet wissen will, oder ob er diese Art der Bogenverbindung zwar ihre Scharung nennt, ohne damit andere Arten der Scharung überhaupt auszuschließen.

Ich fasse zusammen. Unter Scharung versteht der Bergmann die Vereinigung von zwei annähernd in gleicher Richtung streichenden Gängen unter einem spitzen Winkel. Durch SUESS ist in die Geologie der Ausdruck Scharung für eine girlandenförmige Endverwachsung zweier annähernd nach derselben Seite konvexer Gebirgsbogen eingeführt worden. Der ursprüngliche Sinn des Wortes, das der Bergmannssprache entlehnt ist, hat damit eine Änderung erfahren. Nachdem aber ein so einflußreicher Schriftsteller wie SUESS diese Übung eingeführt und ein so grundlegendes Werk wie PENCKS „Morphologie der Erdoberfläche“ dieselbe angenommen hat, ist an ihre Abschaffung nicht zu denken. Wir sind im Gegenteil gezwungen, für die unter einem spitzen Winkel erfolgende Angliederung einer Gebirgskette, die mit einer anderen vorher ziemlich die gleiche Richtung besitzt, eine andere Bezeichnung zu wählen. Mir scheint hierfür der Ausdruck „Anscharung“ geeignet zu sein, da damit der alte Sinn von „Scharung“ in einem ähnlichen Worte gerettet wird. Da aber freilich für die Praxis der Unterschied der Wörter „Scharung“ und „Anscharung“ etwas gering ist, so wäre vielleicht jedes Mißverständnis am besten ausgeschlossen, wenn man künftighin die Scharung im SUESS'schen Sinne als „Bogenscharung“, das, was ich eben Anscharung genannt habe, als „Gabelscharung“ bezeichnete.

---

8. Theoretisches zur Faziesverteilung in den Alpen.

(Ein Beitrag zur Beurteilung der Deckentheorie.)

Von Herrn K. Hummel.

Freiburg i. Br., den 17. März 1919.

Während der letzten zwei Jahrzehnte wurde die Alpengeologie von der Deckentheorie beherrscht. Niemand wird leugnen, daß die geologische Erforschung der Alpen dieser Theorie sehr viel zu verdanken hat. Sie hat es ermöglicht, den Bau des Gebirges unter einheitlichen Gesichtspunkten zu betrachten, dadurch wurde die Übersicht über die Mannigfaltigkeit des Vorhandenen sehr erleichtert. Ferner haben die großzügigen, fesselnden Leitgedanken der Deckentheorie den Eifer der Einzelforschung mächtig angeregt und dadurch die Kenntnis der Einzelheiten des Alpenbaus sehr gefördert. Aber infolge der Übertreibungen, die sich einzelne Anhänger der Deckentheorie zu schulden kommen ließen — ich erinnere nur an die phantastischen Profile, in welchen die Decken kilometerhoch über den jetzigen Bergspitzen und ebenso tief unter dem Meeresspiegel gezeichnet wurden — und ferner infolge der mechanischen Unwahrscheinlichkeiten, um nicht zu sagen Unmöglichkeiten, welche die Theorie in sich birgt, hat allmählich eine Reaktion gegen die Deckentheorie eingesetzt, die zu begrüßen ist, weil sie verhindern wird, daß sich eine gute Arbeitshypothese verwandelt in ein Dogma, welches der wissenschaftlichen Erkenntnis gefährlich zu werden begann. Viele der Einzelarbeiten der letzten Jahre haben sich darauf beschränkt, nachzuweisen, daß sich die Deckentheorie auch auf dieses oder jenes Stückchen der Alpen anwenden läßt. Alles, was nicht zu dieser Theorie paßte, wurde mehr oder weniger stillschweigend übergangen und die Grundlagen der Theorie wurden als unerschütterlich feststehend hingenommen. Die Reaktion gegen die Deckentheorie wird nun dazu führen müssen, deren Grundlagen nachzuprüfen. Besteht die Theorie diese Prüfung, wird sie

nachher um so gefestigter dastehen. Halten aber ihre Grundlagen der Nachprüfung nicht stand, dann wird es für den wissenschaftlichen Fortschritt nur von Vorteil sein, wenn man die Theorie sobald als möglich „historisch" werden läßt.

Die Deckentheorie hat eine tektonische und eine stratigraphische Hauptgrundlage. Zunächst stützt sie sich auf die Erkenntnis, daß vielerorts in den alpinen Gebirgen große Überfaltungen und Überschiebungen vorhanden sind. Zur eigentlichen Deckentheorie (d. h. zu der Annahme, daß große, jetzt nördlich der Zentralmassive liegende Sedimentmassen von deren Südseite stammen und erst durch Deckenschub nach Norden gekommen sind) kommt man aber erst, wenn man diese Erkenntnis mit der stratigraphischen Tatsache verknüpft, daß innerhalb der Alpen einerseits an vielen Stellen gleichaltrige, aber faziell verschiedene Sedimente nahe beieinander, aber in tektonisch getrennten Gebirgsteilen vorkommen, während anderseits an weit voneinander entfernt liegenden Stellen sich dieselbe Fazies wiederholt. Die erste dieser Tatsachen könnte man leicht ohne die Deckentheorie erklären; denn ein Fazieswechsel auf kurze Entfernung ist durchaus nichts Seltenes. Die zweite Tatsache dagegen erklärt die Deckentheorie recht einleuchtend, indem sie annimmt, daß die isopischen, jetzt in getrennten Gebieten vorgefundenen Sedimente ursprünglich isotopisch waren und in zusammenhängenden, dem Streichen des jetzigen Gebirges parallel verlaufenden Zonen gebildet wurden. Erst bei der Gebirgsbildung sollen dann diese langgestreckten Fazieszonen als Deckensysteme übereinander geschoben und durch die spätere Erosion die Sedimente der ursprünglich einheitlichen Faziesbezirke in örtlich getrennte Stücke aufgeteilt worden sein.

Die tektonischen Grundlagen der Deckentheorie sind schwer angreifbar. Denn die Tatsache, daß Überschiebungen in den alpinen Gebirgen vorkommen, läßt sich nicht abstreiten. Doch überschreiten die tatsächlich sichtbaren Überschiebungen, z. B. die unbestreitbar nachgewiesenen Deckenbildungen des helvetischen Faziesbezirks, nirgends mittlere Ausmaße, und man braucht daraus nicht notwendig auf solch gewaltige Deckenschübe zu schließen, wie Lugeon, Termier usw. sie annehmen. Zudem kann man manche tektonische Erscheinungen, die man jetzt als Beweise von weitreichenden Überschiebungen ansieht, vielleicht auch auf andere Weise deuten. ich erinnere nur an

die Arbeiten von MYLIUS[1]). Und wenn auch dessen Theorie der mehrseitigen kurzen Schübe und der Drehung der Kraftrichtung mancherlei Gezwungenes an sich haben mag, so weiß ich doch nicht, ob sie mehr mechanische Unwahrscheinlichkeiten in sich birgt als die Annahme der Deckentheorie, daß ganze Serien von flächenhaft recht großen, aber verhältnismäßig dünnen Schichtpaketen nacheinander die ganze Breite der Alpen überquert haben, ohne dabei vollkommen den inneren Zusammenhalt zu verlieren. Wenn man aber auch im Gegensatz zu MYLIUS anerkennen will, daß die in den Alpen vorhandenen Überschiebungen das Ausmaß von 5—6 km oft recht wesentlich überschreiten, und in der helvetischen Zone scheint mir dies unzweifelhaft der Fall zu sein, so braucht man damit noch lange nicht zur eigentlichen Deckentheorie, zur Herleitung der Decken von jenseits der Zentralmassive, zu kommen, sofern es gelingt, die der Deckentheorie zugrunde liegenden Faziesverhältnisse auf andere Weise ebenso einleuchtend zu erklären. Es scheint mir dafür zwei Wege zu geben, deren Gangbarkeit untersucht werden muß.

Zunächst kann man behaupten und zu beweisen suchen, daß das, was die Deckentheoretiker für isopisch halten (es handelt sich dabei vor allem um das Verhältnis der Fazies der Klippen bezw. der nördlichen Ostalpen zu der Fazies der Südalpen), tatsächlich heteropisch ist und deshalb auch nicht isotopisch gewesen zu sein braucht. So haben u. a. FRECH[2]) und DEECKE[3]) versucht, eine nähere Verwandtschaft der Klippenfazies mit der germanischen Fazies nachzuweisen, auch MYLIUS zielt in ähnlicher Richtung. Bei all diesen Versuchen steht jedoch letzten Endes Ansicht gegen Ansicht; denn wenn die Klippenfazies nicht genau mit der süd- bezw. ostalpinen Fazies übereinstimmt, so ist sie doch ebenso sicher recht verschieden von der germanischen Fazies. Sicherheit können all diese Versuche erst dann erhalten, wenn uns einmal durch Bohrungen der mesozoische Untergrund des schweizerischen und baye-

[1]) H. MYLIUS: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. München 1912/13.
— Derselbe: Berge von scheinbar ortsfremder Herkunft in den bayerischen Alpen. Landeskundl. Forschungen, herausgeg. v. d. Geograph. Ges. in München, Heft 22.

[2]) F. FRECH: Die Trias der Zentralalpen und der Lombardei (Lethaea geognostica, II, 1, 3. Abt., Kap. V).

[3]) W. DEECKE: Die Trias der Schweizer Alpen und damit zusammenhängende Fragen. Centralblatt 1917, 1.

rischen Molasselandes genauer bekannt sein wird. Allerdings scheint es mir ein schwacher Punkt der Deckentheorie zu sein, daß die gewaltigsten Deckenbildungen, die isoliertesten Klippen, gerade in den Gegenden liegen, in denen wir wenig oder nichts vom mesozoischen Untergrund des unmittelbaren Vorlandes wissen, während an anderen Stellen, wo die Fazies des Vorland-Mesozoikums besser bekannt ist, z. B. im südlichen Teil der Westalpen, das Ausmaß der von den Deckentheoretikern angenommenen Überschiebungen bedeutend geringer ist. Zwar zeichnet TERMIER auch für diese Gegenden einige das ganze Gebirge überquerende, weit nach Westen reichende Decken, diese schweben aber völlig in der Luft; es sind keine Zeugenklippen von ihnen erhalten, diese Decken sind also äußerst hypothetisch.

Aussichtsreicher als dieser erste, von FRECH, DEECKE, MYLIUS usw. beschrittene Weg scheint mir ein anderer Weg zu sein, der die Faziesverteilung in den Alpen ohne Deckentheorie zu erklären gestattet, ohne daß es nötig wäre, die von den Anhängern der Deckentheorie festgestellten faziellen Ähnlichkeiten zwischen Nord- und Südalpen usw. anzuzweifeln. Es scheint mir nämlich die Möglichkeit vorzuliegen, daß die isopischen Sedimente, welche wir in den verschiedenen Teilen der Alpen finden, niemals isotopisch gewesen sind, wie dies die Deckentheorie annimmt, sondern daß sich in verschiedenen Bildungsräumen gleichartige oder ähnliche Sedimente gebildet haben, während sich gleichzeitig in zwischenliegenden Zonen andersartige Sedimente niederschlugen. Zwar dürfte es sehr schwierig, wenn nicht unmöglich sein, einen exakten Beweis für diese Annahme zu erbringen, da die Feststellung von Übergängen sehr erschwert wird durch die mannigfachen tektonischen Störungen, welche wir aus weiter unten zu erörternden Gründen in besonderer Stärke gerade an den Faziesgrenzen erwarten dürfen. Der jetzige Stand unserer Kenntnisse gestattet jedenfalls einen derartigen unmittelbaren Beweis noch nicht. Trotzdem scheint es mir nicht überflüssig zu sein, sich mit dieser Möglichkeit zu befassen; denn da in der letzten Zeit fast jede Einzelarbeit in den Alpen im Banne der Deckentheorie stand, so ist vielleicht manche Tatsache, welche auf derartige Möglichkeiten hinweisen könnte, der Beobachtung oder Beachtung entgangen, weil man eben überhaupt nicht mit solchen Möglichkeiten rechnete. Weitere Arbeiten könnten also recht wohl Tatsachenmaterial

beibringen, durch welches meine Annahme unmittelbar gestützt wird. Ich selbst kann derartiges Tatsachenmaterial zunächst noch nicht beibringen und habe mir daher auch nur das Ziel gesetzt, mittelbar auf Grund von Analogieschlüssen die Möglichkeit zu beweisen, daß sich isopische Sedimente gleichzeitig in verschiedenen, durch Gebiete anderer Fazies getrennten Bezirken bilden können. Ich will also Beispiele für solche Fälle beibringen aus tektonisch weniger gestörten Gebieten, wo die gegenseitige Lage der Fazies durch Deckenschub nicht verändert wurde.

Als besondere Fazies allgemeinster Art muß man die Eruptivgesteine ansehen. Bei diesen ist die Tatsache, daß sie sich in verschiedenen Bezirken unabhängig voneinander in völlig gleicher „Fazies“ bilden können, so selbstverständlich, daß ich dies hier gar nicht zu erwähnen hätte, wenn nicht auch Eruptiva bei der Identifizierung der verschiedenen Deckensysteme eine Rolle spielen würden; ich erinnere an die basischen Gesteine der lepontinischen Decken. Daß wir diese Gesteine jetzt an vielen Stellen finden, wo keine Eruptionsstellen mehr zu sehen sind, das beweist noch lange nicht, daß diese Gesteine völlig wurzellos und „exotisch“ sind. Denn die vulkanischen Magmen vermögen auf verhältnismäßig sehr kleinen Gängen und Spalten nahe an alten tektonischen Linien emporzudringen; bei der nachfolgenden Überfaltung und Schuppung wurden hauptsächlich diese älteren tektonischen Störungszonen so zerdrückt und verändert, daß jetzt nichts mehr die alten Eruptionsstellen erkennen läßt.

Für alle kristallinen Schiefer gilt in etwas beschränkterem Maße dasselbe wie für Eruptivgesteine. Die Metamorphose verwischt zwar nicht alle primären Gesteinsunterschiede, aber sie vereinheitlicht doch im allgemeinen den Typus, so daß unschwer in getrennten Gebieten vollkommen gleiche Fazies entstehen können. Auch sie dürfen daher zur Feststellung früherer örtlicher Zusammenhänge nach der Methode der Deckentheorie nur sehr mit Vorsicht benützt werden.

Ebenso erübrigt es sich, besondere Beispiele dafür anzuführen, daß sich terrestrische, und überhaupt kontinentale Bildungen in getrennten Bezirken in durchaus gleicher Fazies wiederholen. Die Bildungen der alten Kontinente fast aller Epochen und Gegenden sehen sich oft zum Verwechseln ähnlich und lassen

sich nur durch ihren Fossilgehalt unterscheiden. Dies gilt insbesondere auch für alle salinaren Bildungen — bestehen doch bei den Salzablagerungen der indischen Salzkette Zweifel darüber, ob sie zum Cambrium oder zum Tertiär zu rechnen sind! Salzbildungen, Gipse, Rauchwacken u. dgl. dürfen daher niemals zum Beweis für ursprüngliche Isotopie jetzt örtlich getrennter Ablagerungen dienen. Trotzdem spielen die salinaren Bildungen der alpinen Trias eine wichtige Rolle bei der Vergleichung nord- und südalpiner Sedimente.

Auch bei Riffbildungen sollte man eigentlich nach allem, was uns die heutige Verbreitung der Korallenriffe lehrt, nicht erwarten, daß man sie als Beweis für die frühere räumliche Zusammengehörigkeit jetzt getrennter Gebiete benützen könnte. Da sie aber in der für unsere Betrachtung besonders wichtigen ost- und südalpinen Fazies eine so hervorragende Rolle spielen, habe ich sie bei der Zusammenstellung meiner Beispiele nicht völlig ausgeschieden.

Es bleiben nun die normalen, d. h. geschichteten marinen Sedimente aller Art. Bei diesen ist der Gedankengang, daß gleichartige und gleichaltrige Sedimente in einem zusammenhängenden Bezirk gebildet wurden, am nächsten liegend. Aber auch hier sollte eigentlich schon eine ganz einfache, altbekannte Tatsache zu der Erkenntnis führen, daß es nicht notwendig so sein muß. Wir finden nämlich vollkommen übereinstimmende, sich nur durch die verschiedenaltrige Fauna unterscheidende Faziesbildungen in verschiedenen Formationen an verschiedenen Orten. Ich erinnere an die Ähnlichkeit zwischen manchen unterdevonischen Hercynkalken und den Hallstätterkalken der alpinen Trias[4]). So gleicht ferner der südwestdeutsche Hauptrogenstein fast völlig dem Oolith des Barrêmiens und oberen Hauteriviens des Neuenburger Jura. Beispiele dieser Art könnten noch in großer Zahl gefunden werden. Wenn nun aber gleichartige Fazies sich zu verschiedenen Zeiten an verschiedenen Orten bildeten, so ist nicht einzusehen, warum sie sich nicht auch zu gleicher Zeit an verschiedenen Orten sollten bilden können. Die Ähnlichkeit muß dann entschieden noch größer werden als bei verschiedenaltrigen Bildungen, weil ja auch die Fauna ungefähr dieselbe sein wird. Und wenn wir nun noch annehmen, daß die Bildungs-

---

[4]) Vgl. Frech: Lethaea palaeozoica, 2. Bd., S. 133.

räume zwar getrennt, aber in nicht allzu großer Entfernung voneinander liegen, wie dies bei den hypothetischen Bildungsräumen der ost- bezw. südalpinen Fazies der Fall wäre, so sind die Momente, welche zur gegenseitigen Übereinstimmung der Fazies auch während längerer geologischer Zeiträume führen können, noch bedeutend vergrößert. Denn man darf dann annehmen, daß der vertikale (d. h. zeitliche) Wechsel der Sedimentation in beiden Räumen gleichartig beeinflußt wird durch tektonische Bewegungen, welche entweder den gesamten alpinen Sedimentationsraum überhaupt oder aber die trennende, beiden Räumen benachbarte Mittelzone betreffen. Kommt man so schon durch allgemeine Überlegungen zu dem Ergebnis, daß eine Faziesverteilung, welche die alpinen Faziesverhältnisse ohne Deckentheorie zu erklären gestattet, theoretisch durchaus möglich ist, so sollen die folgenden Beispiele zeigen, daß solche oder doch ähnliche Fälle der Faziesverteilung in den uns bekannten sedimentären Schichten gar nicht allzu selten wirklich vorkommen.

Die Beispiele habe ich auf Grund von Literaturangaben, meistens an Hand von HAUGS „Traité de Géologie", zusammengestellt. Die fazielle Beschaffenheit eines Gesteins läßt sich oft nur durch den Augenschein mit Sicherheit beurteilen, Literaturangaben lassen ungewiß, ob es sich tatsächlich um gleiche Fazies handelt, wenn die Vergleichspunkte nicht unmittelbar betont werden. Es ist daher möglich, daß ich im einen oder anderen Fall nicht vollkommen gleichwertige Sedimente zueinander in Beziehung gebracht habe. Da dies aber sicher nicht für alle im folgenden aufgeführten Fälle zutrifft, so kann das Ergebnis meiner Untersuchung durch diese Überlegung nicht wesentlich beeinflußt werden, zumal ich es für wahrscheinlich halte, daß die Beispielsreihe nicht vermindert, sondern im Gegenteil erheblich vermehrt würde, wenn die oben angeführten Schwierigkeiten bezüglich der Beurteilung der Faziesverhältnisse auf Grund von Literaturangaben nicht beständen. Denn in sehr vielen Fällen verstecken sich gleichartige oder sehr ähnliche Faziesbildungen in getrennten Gebieten unter verschiedenen Lokalnamen.

Häufigen Fazieswechsel findet man im Silur des nördlichen Europa. Man geht wohl nicht fehl, wenn man diese Tatsache mit der beginnenden kaledonischen Ge-

birgsbildung in Zusammenhang bringt. Mit der Annäherung an diese Gebirgszone wächst überall der Anteil des terrigenen Materials an der Sedimentation, zugleich wächst aber auch die Mächtigkeit der Sedimente. Dies weist darauf hin, daß wir in der Gebirgszone sowohl festes Land als auch besonders tiefe, oder vielmehr andauernd sich vertiefende marine Senken hatten. Für die Art, wie die Faziesbildungen im Silur von Jemtland ineinandergreifen, ist eine von WIMAN[5]) gegebene Karte recht lehrreich. Allerdings ist diese Karte eine Verquickung einer Fazieskarte mit einer Altersstufenkarte, und sie gibt daher ein übertriebenes Bild vom Ineinandergreifen der Faziesbezirke. Tatsache aber scheint mir jedenfalls zu sein, daß wir im Untersilur von Jemtland starken Fazieswechsel haben und daß die Faziesgrenzen durchaus nicht geradlinig und keineswegs parallel dem jetzigen Gebirgsstreichen verlaufen. Zwar ist dieses Silurgebiet von Jemtland insofern für meine Zwecke nicht besonders beweiskräftig, als einige Autoren das Ineinandergreifen der Fazies auch dort auf Deckenschübe zurückführen wollen. Daß die großen Quarzitmassen, namentlich der Vemdalsquarzit und der Strömsquarzit, mehr oder weniger stark überschoben sind, steht fest. WIMAN glaubt jedoch an Überschiebungen von nur geringem Ausmaß, und auch HÖGBOHM[6]) hält die oben genannten Quarzite für nur von „minor thrusts" (im Vergleich zu der großen Hochlandüberschiebung) beeinflußt, und die weiter westlich gelegene Quarzitreihe (Oviksfjällen, Föllinge) hat er in seiner Karte (Taf. 8) sogar als unmittelbar autochthon eingezeichnet. Dann kommt man aber unbedingt zu einem recht starken Fazieswechsel, mindestens zu einem stark buchtförmigen Eingreifen der normalen untersilurischen Fazies zwischen die Quarzitfazies in der Gegend des Storsjös. Auf keinen Fall kann WIMANS Fazies der gebankten Schiefer (nördlich von Oviksfjällen) und die Fazies des Quarzits mit *Phacops elliptifrons* (Offerdal) durch Überschiebung gedeutet werden. Die Entstehung des letzteren möchte WIMAN vielleicht auf das Vorhandensein von Inseln im Silurmeer zurückführen. Ebensolche Annahmen kann man aber dann ebenso gut für die anderen, größeren Quarzitmassen machen.

---

[5]) C. WIMAN: Kambrisch-silurische Faziesbildungen in Jemtland. Bull. Geol. Inst. Upsala, Bd. III, 1897, Taf. VII.

[6]) A. G. HÖGBOHM: Studies in the post-silurian thrust region of Jemtland. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., Bd. **31**, 1909, S. 289.

Von irgend einer Küste müssen diese Sandmassen unbedingt gekommen sein. Ist es nun wahrscheinlich, daß diese Küste oder dieses Inselgebirge, wenn es auch im allgemeinen dem Streichen des jetzigen Gebirges parallel verlief, vollkommen geradlinige Begrenzungen hatte? Ist es nicht viel natürlicher, anzunehmen, daß es sich um eine mannigfach gegliederte Küstenlinie handelte? Dann braucht die ursprüngliche Faziesverteilung gar nicht wesentlich von der jetzigen verschieden gewesen zu sein. Daß die mächtigen Quarzitmassen sich tektonisch anders verhielten als die normalen Silurschichten, und daß sie daher mehr oder weniger auf ihre Umgebung hinaufgeschoben wurden, das ist ja natürlich. Auch der angeblich einen Raum von 140 km überquerende Deckenschub der skandinavischen Hauptschubmasse mit ihrer nochmals andersartigen Silurfazies (Kölischiefer usw.) läßt sich vielleicht (ich betone, daß ich hier nur von theoretischen Möglichkeiten spreche) auf verhältnismäßig viel geringere randliche Überschiebungen umdeuten, wenn man annimmt, daß die ursprünglichen Faziesgrenzen keine geraden Linien waren, sondern ungefähr den jetzigen Überschiebungsrändern parallel verliefen. Die Gebiete, wo wir jetzt die Hochlandsfazies des Cambriums und Silurs entwickelt sehen, lassen sich als mehr oder weniger abgeschlossene, allmählich sich vertiefende Meeresbecken innerhalb eines Inselgebirges auffassen. Die präcambrischen Gesteinsmassen der Überschiebungsdecke waren dagegen vielleicht teilweise überhaupt niemals von silurischen Sedimenten bedeckt, sondern bildeten die Landmassen, von denen das Material der silurischen Quarzite herstammte. Wir sehen jetzt freilich nirgends mehr unmittelbare Küstenbildungen des Silurmeers am Rande dieser hypothetischen Inseln; die Litoralbildungen wurden wieder abgetragen oder von der Überschiebung verdeckt. Auch wenn wir jetzt ein solches präcambrisches Massiv ringsum von Überschiebungsflächen begrenzt finden, so schließt dies nicht aus, daß die Hauptmasse des Massivs trotzdem autochthon ist; denn es kann sich um randliche Überschiebungen kleineren Ausmaßes handeln. Man muß dann allerdings, in ähnlicher Weise wie Rothpletz oder Mylius, annehmen, daß der Schub nacheinander in verschiedenen Richtungen wirkte. Dies ist gerade für das kaledonische Gebirge insofern nicht ganz unwahrscheinlich, als es ja feststeht, daß der Hauptschub in Skandinavien in anderer, entgegengesetzter Richtung ging als in Schottland.

Daß gerade die alten Küstenlinien zu Überschiebungslinien wurden, ist nicht verwunderlich; denn dafür sprechen sowohl mechanische (Starrheit des alten Massivs gegenüber den biegsameren jüngeren Sedimenten), als auch tektonische Gründe (Wiederaufleben der tektonischen Linien, welche ursprünglich die Bildung der Küste veranlaßten).

Ein kleineres Beispiel von inselförmiger Entwicklung einer tektonisch bedingten Fazies haben wir im Untersilur von Locknesjön in Jemtland. Es ist der sogenannte Lofttarsten, eine detritogene Einlagerung im Orthocerenkalk. WIMAN[7]) hat nachgewiesen, daß diese rings von normalem Orthocerenkalk umschlossene Fazies an das Vorhandensein von tektonischen Störungen und das Aufragen von Grundgebirgsinseln im Silurmeer geknüpft ist. Dieses Vorkommen dürfte, in verkleinertem Maßstabe, eine Parallele bilden zu manchen Sedimenten der lepontinischen Fazies in den Alpen.

W. W. WATTS[8]) ist der Ansicht, daß das Untersilurmeer Englands kein offenes Meer war, sondern ein vulkanischer Archipel. Diese Angabe bezieht sich vor allem auf das außerhalb, südöstlich der kaledonischen Geosynklinale gelegene Gebiet. Da aber die terrigenen Sedimente der Geosynklinale beweisen, daß sie im allgemeinen in größerer Landesnähe gebildet wurden als die kalkreicheren Sedimente der südöstlichen, neritischen Fazies, darf man vermuten, daß das Gebiet der Geosynklinale ebenfalls Archipel-Charakter hatte. Wohl sind die Sedimente der Geosynklinale im allgemeinen bathyal, aber sie sind zugleich terrigen. Diese Verhältnisse scheinen mir die Richtigkeit von DEECKES[9]) Ansicht zu beweisen, daß die Geosynklinalen keine einfachen Mulden, sondern Gebiete großer Höhenunterschiede und starker Krustenschwankungen sind, in denen inselförmige Landmassen und große Meerestiefen, bzw. rasch einsinkende, von mächtigen Sedimentmassen erfüllte Becken nahe beieinander liegen. Ein modernes Beispiel für

---

[7]) C. WIMAN: Eine untersilurische Litoralfazies bei Locknesjön in Jemtland. Bull. Geol. Inst. Upsala, Bd. IV, 1898, S. 133.

[8]) Handbuch der regionalen Geologie, III, 1, The British Isles, S. 74.

[9]) W. DEECKE: Die alpine Geosynklinale. Neues Jahrb., Beil. **33**, 1912. S. 831—858.

solche Verhältnisse ist der hinterindische Archipel, insbesondere die Gegend der Molukken.

Im Devon bietet die Verteilung der kalkigen Fazies des Unterdevons, des sog. Hercyns, ein gutes Beispiel für die Wiederholung vollkommen gleicher Fazies in verschiedenen, voneinander getrennten Bezirken. Wir haben ein zusammenhängendes Gebiet dieser Fazies im Osten (Böhmen, Ostalpen). Außerdem finden wir petrographisch wie faunistisch sehr ähnliche Sedimente vereinzelt weit ab von diesem geschlossenen Gebiet, nämlich im Harz, an der Lahn, im Kellerwald, in Südfrankreich usw.

Bemerkenswert ist es, daß die eigenartige, strichweise Verbreitung des Hercyns sich bei den faziell recht ähnlichen Hallstätter Kalken wiederfindet.

Diese typische Fazies, welche auch in der Deckentheorie eine wichtige Rolle spielt, soll sich nach Haug[10]) in zwei Geosynklinalen gebildet haben, die durch eine im Gebiet der jetzigen Adria gelegene Geantiklinale getrennt waren. Wenn diese Fazies sich in zwei nur lose zusammenhängende Geosynklinalen bilden konnte, so ist nicht einzusehen, warum sich gleichartige Schichten nicht noch in einer dritten, nördlich der Zentralalpen gelegenen Geosynklinale gebildet haben sollen.

Eine ähnliche Wiederholung einer Cephalopodenfazies in zwei durch eine Geantiklinale getrennten Geosynklinalen beobachten wir im Lias von Italien[11]). In Ligurien (Spezia) einerseits und im Süden von Toskana (Monte Cetona) sowie im westlichen Sizilien andererseits ist der Lias in bathyaler Cephalopodenfazies entwickelt, in den Apuaner Alpen dagegen und im östlichen Sizilien und Calabrien findet sich neritische Brachiopodenfazies. Für wichtig halte ich es, daß die Grenzen dieser Faziesbezirke nicht mit dem jetzigen Gebirgsstreichen parallel laufen. Haug stellt zwar (S. 985) eine derartige Parallelität fest; diese bezieht sich aber nur auf den Verlauf einzelner Ketten, nicht auf die Gesamtrichtung des Apennin, denn diese ist NW—SO, während Haug selbst N—S als die Streichrichtung der liassischen Synklinalen angibt und die Synklinale von Toskana mit derjenigen von Westsizilien verbindet. Dies berechtigt zu der Annahme, daß auch die

---

[10]) Traité de géologie, 1907. S. 897.
[11]) Traité de géologie, 1907. S. 952 u. 984.

alpinen Faziesgrenzen stellenweise quer zum Gebirge verlaufen.

In den französisch-italienischen Alpen nimmt HAUG[12]) für den Lias ebenfalls zwei N—S streichende Geosynklinalen an, die durch die Geantiklinale des Briançonnais getrennt werden. Sowohl in der westlichen Synklinale der Dauphiné, als auch in der östlichen des Piemont bilden sich Tonschiefer von großer Mächtigkeit; in beiden haben wir also ungefähr dieselbe Fazies. Denn die Eruptiva, durch welche sich die liassischen Gesteine der östlichen Synklinale von denen der westlichen unterscheiden, kann ich nicht als Charakteristikum der marinen Fazies betrachten. Eine ähnliche Faziesverteilung wie im Lias herrscht nach HAUG in diesen Gegenden noch während des ganzen Jura.

Ein sehr typisches Beispiel für die Wiederholung einer ganz fest umschriebenen Fazies in weit getrennten Gebieten haben wir in den Grauen Kalken des oberen Lias, die nach den Feststellungen von G. BOEHM[13]) sowohl in Venetien, als auch in Nordfrankreich, im Dpt. Sarthe, auftreten.

Der neritische Dogger des südwestlichen Frankreich wiederholt sich in ähnlicher fazieller Ausbildung am Nordrande der iberischen Meseta, während in der zwischenliegenden Pyrenäen-Geosynklinale eine vollkommen andere, eine bathyale Doggerfazies vorkommt.

Im Malm sind in der Umgebung des Schwarzwalds und der Vogesen einerseits und am Morvan andererseits recifale Bildungen entwickelt; in der zwischenliegenden Senke fehlen die Riffe, es bildeten sich dort ähnliche Sedimente wie in Schwaben jenseits der alten südwestdeutschen Massive.

Beispiele kleineren Maßstabs zeigt die Entwicklung des Malms westlich von Genf. Das etwa 10 km lange und 5—6 km breite Kimmeridge-Riff von Valfin[14]) liegt inmitten gleichaltriger Schichten von anderer, geschichteter Fazies. Etwas kleinere Riffinseln finden sich nordöstlich und südwestlich davon. Der Übergang vom

---

[12]) HAUG: Traité de géologie, 1907. S. 973.

[13]) G. BOEHM: Die Fazies der grauen Kalke von Venetien im Département Sarthe. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1887. — Derselbe: Über die Fauna der Schichten mit *Durga* im Département Sarthe. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Bd. 40, 1888.

[14]) HAUG: Traité de géologie, 1907. S. 1062.

Riff zur geschichteten Fazies vollzieht sich auf verhältnismäßig sehr kurze Entfernung. Bei tektonischer Beanspruchung würden sich die Riffkalke höchst wahrscheinlich aus mechanischen Gründen anders verhalten als die geschichtete Fazies. Also auch wenn die Riffe nicht ohnehin von alten tektonischen Linien, die wieder aufleben könnten, begrenzt werden, so würden tektonische Trennungslinien jedenfalls am leichtesten an der Grenze der beiden Fazies entstehen. Wie leicht könnte also durch stärkere gebirgsbildende Bewegungen in dieser Gegend eine ganze Reihe von scheinbaren Klippen oder Fenstern mit ausgesprochen verschiedener Fazies in den verschiedenen tektonischen Elementen entstehen!

Die untere Kreide des südöstlichen Frankreichs[15]) bietet ähnliche Verhältnisse, wie ich sie oben vom Malm von Burgund angeführt habe, nur sind die Riffbildungen weniger deutlich mit alten Massiven verknüpft. In der Gegend südwestlich Grenoble einerseits und in der Basse Provence andereresits ist Urgonfazies vorhanden, in der zwischenliegenden, NW—SO streichenden „Fosse vocontienne" finden sich nur bathyale Bildungen, die Urgonkalke fehlen. Ähnlich verlaufende Faziesgrenzen sind in diesem Gebiet später in Cenoman[16]) und Turon vorhanden, nur treten an Stelle der neritischen Urgonfazies allmählich (im Turon) kontinentale Bildungen, während sich in der Fosse vocontienne anstelle von bathyalen neritische Sedimente bilden. Wir haben hier also Konstanz der symmetrischen Anordnung der Faziesbezirke auf beiden Seiten der Fosse vocontienne während eines recht langen geologischen Zeitraums. Die Lage der Faziesgrenzen schwankt während dieser Zeit allerdings in gewissem Maße, aber namentlich die Nordgrenze der Fosse bleibt nahezu an derselben Stelle.

Zur unteren und mittleren Kreide gehört auch das Beispiel, welches mir die erste Veranlassung zu diesen Betrachtungen gegeben hat. Im Albien und Cenoman des Ardennen-Departements sind drei Faziesbezirke vorhanden, welche folgende Profile aufweisen[17]):

---

[15]) Haug: Traité de géologie, 1907. S. 1188.

[16]) Haug: Traité de géologie, 1907. S. 1250 und 51.

[17]) Barrois: Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes. Annales de la Société géol. du Nord. Bd. V. 1878, S. 227.

1. Nordwestlicher Bezirk, Gegend Rozoy-Liart:
   Grünsand der *Pecten asper*-Zone.
   Gaize de Marlemont (Zone der *Schloenbachia inflata*).
   Sables grossiers de Liart (Glaukonitischer Quarzsand, Albien mit *Douvilléiceras mammillare*).
   Stellenweises Vorkommen von Aptien.
2. Mittlerer Bezirk, südlich des Malacquise-Baches, bis in die Gegend von Attigny:
   Grünsand } *Pecten asper*-Zone.
   Marne de Givron }
   Zone der *Schloenbachia inflata* fehlt oder ist durch geringmächtige Tonablagerung vertreten.
   Gaize de Draize (Albien mit *Douvilléiceras mammillare*).
3. Südöstlicher Bezirk, Argonnen:
   Grünsand der *Pecten asper*-Zone.
   Gaize de l'Argonne (Zone der *Schloenbachia inflata*).
   Gaultton (Albien mit *Hoplites interruptus*).
   Grünsand (Albien mit *Douvilléiceras mammillare*).
   Stellenweises Vorkommen von Aptien.

Diese drei Profile zeigen, daß während des ganzen Albiens und Cenomans die fazielle Entwicklung im nordwestlichen und südöstlichen Bezirk nahezu vollkommen übereinstimmte. Der einzige erhebliche Unterschied ist das Fehlen des Gaulttons im Nordwesten. Dieser Ton nimmt jedoch schon im nördlichen Teil der Argonnen erheblich an Mächtigkeit ab. Der mittlere Bezirk dagegen hat eine vollkommen andere fazielle Entwicklung, nur die oberste Stufe, der cenomane Grünsand, stimmt mit den beiden benachbarten Bezirken überein. Die Nordgrenze des mittleren Faziesbezirks ist sehr scharf; sie verläuft für alle Stufen etwa im Tal des Malacquise-Baches. Die Südgrenze ist nicht ebenso scharf zu ziehen, da die einzelnen Faziesstufen etwas übereinandergreifen; der allgemeine Verlauf der Faziesgrenze stimmt aber in seinem Streichen mit der nördlichen Grenze überein. Die drei Faziesbezirke sind höchstwahrscheinlich tektonisch bedingt und gehen vermutlich auf eine schwache mesozoische Faltenbildung zurück, die sich posthum an die stärkeren palaeozoischen

Falten der Ardennen und des Kohlengebirgs anschloß. Ob im Tal des Malacquise-Baches tektonische Störungen im jurassischen Untergrunde nachzuweisen sind, konnte ich nicht in Erfahrung bringen. Sicher sind aber solche Störungen an der südlichen Faziesgrenze vorhanden. Im Jura der Gegend von Semuy hat R. Grahmann bei seinen während des Krieges vorgenommenen Untersuchungen mehrere kleine Verwerfungen nachgewiesen. Ebenso stellte ich selbst in der Gegend zwischen Montgon und Le Chesne eine schwache, ONO streichende Flexur fest, so daß mir die tektonische Grundlage der Faziesgrenzen dort ziemlich sicher erwiesen zu sein scheint. Wenn nun in diesem Gebiet eine stärkere Gebirgsbildung einsetzte, würden mit aller Wahrscheinlichkeit die Hauptstörungslinien mit den Faziesgrenzen ungefähr zusammenfallen, zumal der Wechsel der Mächtigkeiten und der Gesteinsbeschaffenheit das Abreißen der Schichten an diesen Stellen begünstigt. Die jetzt feststellbaren Faziesübergänge würden also wahrscheinlich vollkommen verwischt werden, und es läge die Möglichkeit sehr nahe, daß der mittlere Faziesbezirk als eine tektonische Klippe oder als ein Fenster angesehen würde.

Am Rande des Rheintalgrabens finden wir überall die mitteloligozänen Küstenkonglomerate, denen in der Mitte des Grabens gleichaltrige Septarientone, Fischschiefer usw. entsprechen. Deecke[18]) hat schon darauf hingewiesen, wie deckenähnliche Erscheinungen zustande kommen könnten, wenn Schwarzwald und Vogesen von beiden Seiten her etwas über den Rheintalgraben geschoben würden. Ich möchte noch darauf aufmerksam machen, daß man diese Küstenkonglomerate, ebenso wie den obenerwähnten silurischen Loftarsten ganz gut als eine tektonische Fazies bezeichnen könnte; denn sie finden sich im Rheintalgraben überall, wo durch tektonische Bewegungen eine oligozäne Küste geschaffen wurde. Wären inmitten des Rheintalgrabens größere Horste stehen geblieben, oder hätten sich ähnliche Gräben östlich oder westlich des Rheintalgrabens gebildet, so würden wir wahrscheinlich an all diesen Stellen ähnliche Konglomerate finden. Ich möchte diese Tatsache in Parallele setzen, nicht nur mit dem alpinen Flysch, sondern auch mit den Breccien der lepontinischen Fazies. Wir finden diese Fazies jetzt sehr häufig in be-

---

[18]) W. Deecke: Die Trias der Schweizer Alpen und damit zusammenhängende Fragen. Centralblatt 1917, Nr. 1.

sonders stark gestörten Zonen, die „Decken" sind zerquetscht und ausgewalzt. Die Deckentheorie führt dies auf die ostalpinen Massen zurück, die sich über die lepontinischen Decken hinwegwälzten. Warum wurden aber die helvetischen Decken nicht in derselben Weise zerquetscht und ausgewalzt, als sich die höheren Decken darüber hinwegbewegten? Liegt nicht die Vermutung nahe, daß die lepontinischen Breccien — und dasselbe gilt für den Flysch — nur strichförmige Bildungen an tektonischen Störungslinien sind, daß sie ebenfalls als tektonische Fazies zu betrachten sind? Sie können sich dann in durchaus ähnlicher Ausbildung mehrmals innerhalb des Alpenkörpers wiederholen, und die mehr oder weniger übereinstimmende tektonische Lagerung, auf welche sich die Deckentheorie stützt, erklärt sich dann einfach dadurch, daß ähnliche Sedimente ihre Entstehung ähnlichen tektonischen Vorgängen an verschiedenen Punkten verdanken. Daß solche tektonische Bewegungen während des Mesozoikums im Alpengebiet, namentlich in der lepontinischen und ostalpinen Zone, nicht selten waren, daß dieses Gebiet keine einheitliche, langsam sinkende Mulde, sondern eine tektonisch mannigfach bewegte Zone war, das wird ja mehr und mehr auch von den Anhängern der Deckentheorie zugegeben und bedarf wohl keines weiteren Beweises mehr.[19])

Über die Faziesverteilung in den Meeren der Jetztzeit stehen mir leider zu wenig Angaben zur Verfügung, so daß ich nicht in der Lage bin, vollkommen beweiskräftige Beispiele anzuführen. Selbst im offenen Ozean scheinen die heutigen Faziesgrenzen oft einen recht verwickelten Verlauf zu haben. So greift im nördlichen Atlantischen Ozean der Globigerinenschlamm mehrfach auf große Entfernungen hin fingerförmig nach Norden in den Bereich der terrigenen Sedimente hinein.[20]) Viel größer muß der Fazieswechsel aber offenbar in den großen ost- und westindischen Archipelen sein, deren Sedimente leider bisher recht unvollkommen erforscht wurden. Doch spricht ja allein schon die Verbreitung der Korallenriffe und die Verteilung der über- und untermeerischen Vulkane für eine

---

[19]) Vgl. ARGAND: Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv., Bd. XIV. 1916, 1.

[20]) HAUG: Traité de géologie, 1907, S. 155.

sehr wechselvolle Verteilung der Fazies, wobei Wiederholungen in getrennten Bezirken sicher nicht ausbleiben.

Die Reihe meiner Beispiele kann sicherlich noch vermehrt werden. Aber was ich angeführt habe, scheint mir zu genügen, um den Beweis zu erbringen, daß zum mindesten die Möglichkeit besteht, die Faziesverteilung in den Alpen und den anderen alpinen Gebirgen ohne Deckentheorie zu erklären. Die Wahrscheinlichkeit der ganzen Deckentheorie, soweit sie von jenseits der Zentralmassive gekommene Überschiebungen annimmt, schwindet damit beträchtlich; denn durch die tektonischen Erscheinungen allein kann die Deckentheorie, soweit sie sich nicht auf lokale Deckenbildungen, z. B. innerhalb des helvetischen Faziesbezirks, beschränkt, nicht ausreichend begründet werden.

Wenn die Deckentheorie stürzt, so schwindet freilich mit ihr das schöne, einheitliche Bild, das wir uns in den letzten beiden Jahrzehnten vom Aufbau und Werden der Alpen machten. Es schwindet auch die übersichtliche Anschauung, daß während des Mesozoikums im Alpengebiet nur verhältnismäßig wenige, dem jetzigen Gebirgsstreichen parallel verlaufende Faziesgrenzen vorhanden waren. Die Synthese auf Grund der Einzelbeobachtung hat dann von neuem einzusetzen. Ich halte es für wahrscheinlich, daß man auf Grund von unvoreingenommenen Einzeluntersuchungen zu dem Ergebnis kommen wird, daß das Alpengebiet während der ganzen geologischen Geschichte eine tektonisch labile Zone war, meistens den Charakter eines Inselgebirges hatte. Moderne Beispiele für ein derartiges Gebiet haben wir im indoaustralischen Archipel mit seinem raschen Wechsel zwischen großen Meerestiefen und Bergeshöhen, mit seinen Korallenriffen und Vulkanreihen, mit den häufigen Erdbeben, die auf das Andauern tektonischer Vorgänge hindeuten.[21])

Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen übrigens auch Beobachter, die sonst durchaus auf dem Boden der Deckentheorie stehen, ich nenne nur ARGAND und STAUB. Letzterer

[21]) Vgl. H. A. BROUWER: Kort overzicht onzer kennis omtrent geologische formaties en bergvormende bewegingen in den O. J. Archipel beoosten Java en Celebes. Verh. Geol.-Mijnbouwkundig Genootschap vor Nederland en Kolonien. Geol. Serie, Deel II, Jan. 1918.

hat sich in einer neuen Arbeit[22]) eingehend mit den Faziesverhältnissen Graubündens befaßt. Trotzdem STAUB in dieser Arbeit in jeder Weise für die Deckentheorie eintritt, scheinen mir die tatsächlichen Ergebnisse seiner Untersuchungen mit meinen Annahmen durchaus nicht in Widerspruch zu stehen. Denn am wichtigsten scheint mir die Tatsache zu sein, daß er die faziellen Verhältnisse der von ihm untersuchten Gebiete nur dadurch erklären kann, daß er eine während des ganzen Mesozoikums andauernde Gebirgsbildung annimmt und dadurch natürlich zu einem mesozoischen Inselmeere geführt wird. Für die Richtigkeit der Annahme, daß große Gebiete der Nordalpen weither von Süden überschoben sind, kann ich in dieser Arbeit keine Beweise finden. STAUB hat solche wohl auch gar nicht gesucht; denn er steht von vornherein auf dem Boden der Deckentheorie. Und er k o n n t e solche Beweise in seinem Arbeitsgebiet überhaupt nicht finden, weil sich seine Untersuchungen, wie er selbst ausdrücklich betont (S. 166/67) in erster Linie auf diejenigen Gebiete beschränken, in denen der Zusammenhang der Decken mit den Wurzeln noch unmittelbar nachzuweisen ist, wo es sich also nur um Überschiebungen von verhältnismäßig geringem Ausmaß handelt, deren Vorhandensein auch ich keineswegs anzweifeln möchte. Alle Verknüpfungen über größere Entfernungen hin sind jedoch meines Erachtens rein spekulativ; sie erfolgen auf Grund von Faziesähnlichkeiten und werden hinfällig, sobald man annimmt, daß sich ähnliche Fazies in verschiedenen Bezirken wiederholen. Und für einen derartigen Fall gibt STAUB selbst den Beweis, indem er (S. 170) von der „pseudoostalpinen" Trias der Splügenerkalkberge und des Avers sagt, daß sie faziell, aber nicht tektonisch dem Briançonnais der Westalpen entsprechen. Wenn in diesem einen Fall die tektonische Verknüpfung auf Grund der Fazies nicht erlaubt ist, warum soll sie in den meisten anderen Fällen zulässig sein? Die tektonische Lagerung kann wohl nur in den seltensten Fällen den Zusammenhang erweisen, zumal wenn noch solche Zweifel möglich sind wie in den Freiburger Alpen und im Chablais, wo die gegenseitige tektonische Lage der Klippen- und der Brecciendecke von SCHARDT einerseits und von LUGEON, JEANNET und ZYNDEL anderer-

---

[22]) R. STAUB: Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. XLVI, III.

seits genau entgegengesetzt gedeutet wird. Und, abgesehen von den besonderen Verhältnissen kleineren Maßstabs im helvetischen Faziesbezirk, können auch die Faziesübergänge nicht gut zum Beweis für die Richtigkeit der Annahme der Deckentheorie ins Feld geführt werden; denn STAUB betont selbst, daß ein absolut genaues Bild der Faziesübergänge und -zusammenhänge bis in alle Einzelheiten und Feinheiten hinein in Graubünden auf lange hinaus zu den noch zu erstrebenden Dingen gehört, daß er die Faziesveränderungen nur in ihren großen Zügen studiert hat und es der späteren Detailforschung überlassen muß, die unzähligen sekundären Schwankungen von Mächtigkeit und Fazies der Bündner Sedimente in ihren richtigen Zusammenhang zu bringen. Dieser richtige Zusammenhang kann aber (zumal vielleicht manches, was man jetzt der Theorie zuliebe für „sekundär" hält, sich als recht wesentlich erweisen könnte) unter Umständen erheblich anders aussehen als das, was jener Autor jetzt als „die großen Züge" betrachtet, die schon auf durchaus sicherem Fundament stehen sollen. Solange die Deckentheorie in ihrer jetzigen Form ein Teil dieses Fundamentes bildet, kann ich dieses nicht als sicher betrachten. Sichere Grundlagen kann nur die jetzt noch fehlende Einzelforschung geben — diese wird entscheiden.

9. Die Ritterquelle von Hecklingen bei Staßfurt.

Von Herrn A. BECKER.

(Mit 1 Textfigur.)

Staßfurt, den 12. Januar 1919.

In einem Busch des Dorfes Hecklingen befindet sich eine eigenartige, reizende Naturerscheinung. Hier sieht man in einem kleinen Quelltümpel, der Ritterquelle, neben beständig fließenden Quellen auch solche aufsteigen, deren periodische Wirbel den feinen Sand, der den Grund deckt, aufwühlen und niedliche, schwarzumränderte Kreise erzeugen. Das Quellwasser hat 15,9 Härtegrade und eine mittlere Jahrestemperatur von + 10,5 ° C. Bei größter Kälte fällt die Quellentemperatur wenig unter + 10 °, bei größter

Hitze steigt sie wenig über + 11° C. Die Analyse des Wassers ergab nach Herrn Chemiker Dr. STEINKOPF auf 1 l

480 mg $CaSO_4$
300 „ $MgCl_2$
140 „ $MgSO_4$
— „ KCl
990 „ NaCl.

Das Quellwasser ist das Sickerwasser, das von dem Mittleren Buntsandstein des Heckinger Plateaus in die

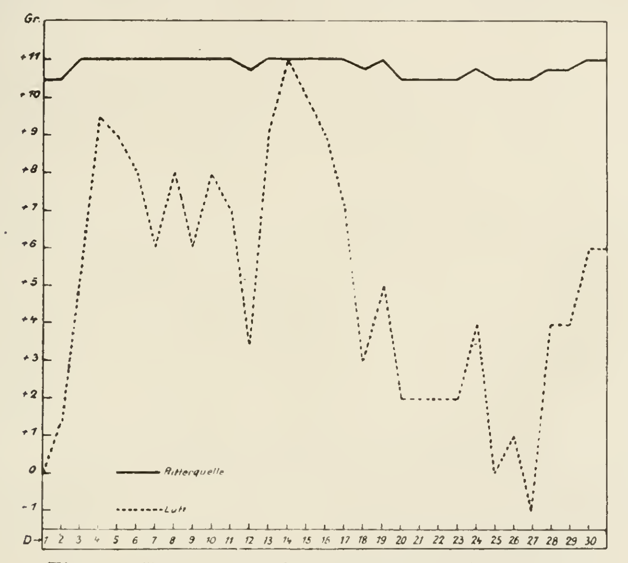


Fig. 1. Temperaturschwankungen der Ritterquelle im Dezember 1918.

Zerrüttungszone der abgesunkenen Tone des Oberen Buntsandsteins gelangt und nun auf Verwerfungsspalten, die letztere durchziehen, emporsteigt. Gehen wir von der mittleren Jahrestemperatur, die für unsere Gegend 8—9° C beträgt, aus und legen die geothermische Tiefenstufe von 35 m für 1° Celsius zugrunde, so stellt sich die Teufe, aus der die Wasser kommen, auf $(10{,}5 - 8{,}5) \cdot 35\ \text{m} = 70\ \text{m}$.

10. Zur Tektonik von Rumpfschollengebirgen.

Von Herrn H. Quiring.

Berlin, den 3. Mai 1919.

In einer ausgezeichneten Studie über die Verwerfungen hat Höfer von Heimhalt[1]) u. a. auch die Bildungsweise der Hangendsprünge einer eingehenden Betrachtung unterzogen. Er hat sich hierbei den Anschauungen angeschlossen, die von mir seinerzeit[2]) bei der Analyse von Grubenprofilen aus dem oberschlesischen Steinkohlenbecken gewonnen worden sind und die zu dem Ergebnis geführt haben, daß alle Schollenverschiebungen, die unter Vermittlung echter Sprünge (Hangendsprünge) sich vollziehen, eine tangentiale (horizontale) Zerrung (Druckentlastung) in der Erdrinde voraussetzen. v. Höfer will nur insofern meine Schlußfolgerungen eingeschränkt wissen, als er den Sprüngen, die gefaltete Rümpfe durchsetzen, eine Sonderstellung zuzubilligen geneigt ist. Im Anschluß an die Behandlung des oberschlesischen Schollengebiets spricht er sich folgendermaßen aus:[3]) „Im Schollengebirge liegen innerhalb jeder Scholle die Schichten nahezu tafelförmig und sind nur selten und dann gewöhnlich nur wenig gefaltet, oft auch flachliegend, wenn nur Zerrung waltete. Wenn ich auch vielfach mit Quiring übereinstimme, so kann ich doch nicht das westfälische Kohlengebiet als Schollengebiet anerkennen, da es ein typisches Faltengebirge mit allerlei Verwerfungen ist; die von ihm hierfür berechneten Ausdehnungskoeffizienten gehören deshalb nicht hierher.“

Wie ich dieser Kritik entnehme, ist für v. Höfer der Gegensatz zwischen einem durch tangentiale Druckwirkungen entstandenen Faltengebirge und einem durch tangentiale Zerrung entstandenen Schollengebirge so tiefgehend, daß er sich meiner Anschauung, daß ein Faltengebirge nach der Faltung von intensiven Zerrungsvorgängen betroffen werden kann, so daß es zum Schollengebirge wird, nicht anzuschließen vermag.

Die Untersuchung fast aller alten Faltengebirge zeigt jedoch, daß sie später Schollenbewegungen erlitten haben.

---

[1]) H. Höfer v. Heimhalt: Die Verwerfungen. Vieweg, Braunschweig, 1917.

[2]) H. Quiring: Die Entstehung der Schollengebirge. Zeitschr. d. D. geol. Ges., 1913, Abh. S. 418 ff.

[3]) Höfer, S. 85.

Wohl weisen die dabei entstehenden Rumpfschollengebirge keinen so regellosen Verlauf der Sprünge auf, wie vielfach die tafelförmigen ungefalteten Schollengebirge, aber allein aus diesem Grunde sie nicht als Schollengebiete anzuerkennen, dürfte doch zu weit gehen.

Zur weiteren Klärung der Frage habe ich nochmals das Ruhrkohlenbecken, ein typisches Rumpfschollengebirge, in bezug auf Verlauf und Entstehung der Querverwerfungen einer Untersuchung unterzogen, die kürzlich erschienen ist.[4]) Indem ich auf die dort gemachten Ausführungen verweise, möchte ich nur hervorheben, daß ich wiederum für ein etwa 3 km langes Grubenlängsprofil,[5]) gelegt durch

---

[4]) H. Quiring: Über Verlauf und Entstehung von Querverwerfungen in Faltengebirgen; nach Beispielen aus dem rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate. Berlin, 1919, Abh. S. 133 ff.

[5]) W. v. Losinski hat in einer Abhandlung über Vulkanismus und Zusammenschub (Geol. Rundschau, 1918, S. 65 ff.) bemängelt, daß die von mir zur Berechnung der linearen Zerrungskoeffizienten in Oberschlesien herangezogenen Profile nicht senkrecht zu den Sprüngen gelegt worden sind. Ich kann ihn in einer Beziehung beruhigen: Die Zerrungszahlen sind, wie das auch für die rheinisch-westfälischen Profile erfolgt ist, unter möglichster Reduktion auf ideale senkrechte Schnitte berechnet worden. Das Verlangen v. Losinski's jedoch, die Profile senkrecht zu den Sprüngen zu legen, zeigt deutlich, ein wie subjektiver und andererseits gefährlicher Theoretiker v. L. ist, dessen Vorschläge nur mit größter Vorsicht aufzunehmen sind. Denn erstens: Derjenige, der ernsthaft nach der Wahrheit sucht, wird es möglichst vermeiden, selbstgefertigte Profile seinen Schlußfolgerungen zugrunde zu legen, da sonst die Gefahr des circulus vitiosus droht. Aus diesem Grunde habe ich bei meinen Untersuchungen über die Tektonik des oberschlesischen Schollengebietes stets markscheiderische Profile herangezogen, deren absichtliche Veränderung im Sinne der Forderungen v. Losinski's als ein sehr gewagtes Unterfangen angesehen werden müßte. Und zweitens: Grubenprofile, die durch mehrere Sprünge gleichzeitig gelegt sind, können nur einen senkrecht schneiden, alle anderen dagegen müssen im Winkel geschnitten werden. Zu einer „tridimensionalen" Berechnung, wie sie Ransome, Emmons und Garrey in Anlehnung an die stereometrische markscheiderische Ausrichtung von Sprüngen und Lagerstätten durchgeführt haben, lag und liegt für mich nicht die geringste Veranlassung vor, da die Aufgabe, die ich mir gestellt hatte, nur eine überschlägige (vgl. Anm. Schollengebirge, S. 438) zahlenmäßige Feststellung verlangte. Im übrigen verweise ich auf einen demnächst im „Glückauf" erscheinenden Aufsatz von K. Lehmann über die Tektonik des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges, worin die Vorschläge v. Losinskis unter Zugrundelegung markscheiderischer Gesichtspunkte eine kurze Behandlung erfahren werden.

eine Spezialmulde nördlich von Herne, die lineare Zerrungszahl berechnet und zu etwa 4 % der ursprünglichen Erstreckung gefunden habe. An allgemeinen Ergebnissen für die Tektonik des Ruhrkohlenbeckens führe ich folgende an:

1. Die das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge durchsetzenden Querstörungen gliedern sich in

a) Blätter (Horizontalverschiebungen),
b) Echte Sprünge.

Widersinnige Sprünge (Liegendsprünge) treten nur in sehr geringer Zahl auf.

2. Die Blätter haben teils eine horizontale Verschiebung der durch sie getrennten Schollen vermittelt (Verschiebungsblätter), teils sind sie Veranlassung zu einem verschiedenen Faltenwurf in den durch sie getrennten Schollen gewesen (Grenzblätter).

3. Die Mehrzahl der Blätter ist vor Beendigung der Faltung angelegt worden. Ein kleiner Teil der Verschiebungsblätter kann auch nach der Faltung gebildet worden sein.

4. Die Blätter sind meist später zu Sprüngen mit hohem Vertikalverwurf umgebildet worden.

5. Die reinen Sprünge zeigen keine Einwirkung auf die Faltenbildung bzw. den Vorschub der Falten; sie sind daher erst nach Abschluß der Faltungsperiode entstanden.

6. Die Entstehung der Sprünge ist auf tangentiale (horizontale) Zerrung in postkarbonischer Zeit zurückzuführen. Ob die Zerrung von Haus aus „gerichtet" gewesen ist, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die Anlage der überwiegenden Zahl der Sprünge war vor Ablagerung des Kreidemergels beendet.

7. Nach Ablagerung des Kreidemergels haben Druckspannungen in WSW—ONO-Richtung einen geringen Zusammenschub des Gebirges in der Längsachse bewirkt. Hierbei ist der ursprüngliche Vertikalverwurf einiger Störungen verringert worden. Auf diese Bewegung sind die „Liegendsprünge" unter den Querstörungen zurückzuführen.

8. Die Ausbildung der niederrheinischen Bruchzone hat im Känozoikum zum Wiederaufreißen eines Teils der Querstörungen, insbesondere im westlichen Teile des Ruhrkohlenbeckens, geführt.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8–12. **1919.**

Bericht über die Sitzung am 5. November 1919.

Vorsitzender: Herr KEILHACK.

Beginn der Sitzung: $7\frac{1}{4}$ Uhr.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Nachricht von dem Ableben des Mitglieds des Beirats der Gesellschaft, Herrn Oberbergrat Prof. Dr. RICHARD BECK in Freiberg (Sachsen), dem er einen warmen Nachruf widmet. Die Gesellschaft hat erst jetzt Nachricht erhalten von dem Tode des Mitglieds, Herrn stud. geol. KURT KLUSEMANN, der bereits 1914 bei Ypern gefallen ist.

Der Vorsitzende gedenkt ferner dreier Mitglieder, die bereits seit Ende 1914 vermißt werden und deren Rückkehr nunmehr als ausgeschlossen angesehen werden muß. Es muß also als sicher angenommen werden, daß sie auf dem Felde der Ehre gefallen sind. Es sind dies

Herr Bezirksgeologe Dr. HANS MENZEL,
Herr Geologe Dr. WILHELM QUITZOW und
Herr Geologe Dr. WILHELM FRANCK,

alle drei bei der Geologischen Landesanstalt in Berlin.

Auch den vier Gefallenen widmet der Vorsitzende warme Worte des Gedenkens. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen von ihren Plätzen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. KARL GRIPP, Assistent am mineralog. Institut in Hamburg,
vorgeschlagen von den Herren GÜRICH, OPPENHEIM und WYSOGORSKI;

Herr Dr. Josef Abels in Freiburg i. Br., Maria-Theresia-Straße 6,
vorgeschlagen von den Herren Deecke, Wepfer und Wilser;

Herr Dr. Frebold, Hannover, Isernhagener Str.,
vorgeschlagen von den Herren Hoyer, Keilhack und Schöndorf;

Herr Dr. Hellmut Fritsche, Geologisches Institut der Bergakademie,
vorgeschlagen von den Herren Steinmann, Tilmann und Wanner;

die Herren cand. geol. Carl Correns, Berlin-Dahlem, Holtzmannstr., und
cand. geol. Otto Pratje, Berlin N 4, Invalidenstr. 43, Geol.-Paläontolog. Institut,
beide vorgeschlagen von den Herren Dietrich, Janensch und Pompeckj;

Herr Prof. Sebastian Rödel, Direktor der Realschule zu Fürth i. Bayern, Kaiserstr. 94,
vorgeschlagen von den Herren Steuer, Klemm und Janensch;

Herr Karl Lüdemann, wissenschaftl. Mitarbeiter der Fabrik für wissenschaftl. Präzisionsinstrumente von Max Hildebrand in Freiberg i. Sa., Albertstraße 26, und

Herr Hans Wagner, Assistent am Deutschen Entomologischen Museum in Berlin-Dahlem,
beide vorgeschlagen von den Herren Keilhack, Oppenheim und Bärtling.

Der Vorsitzende legt die in großer Zahl als Geschenk eingegangenen Druckschriften vor.

Die Zinsen aus der Hermann-Credener-Stiftung sind im nächsten Jahr wieder zu vergeben. Bewerbungen sind bis zum 1. April an den Vorstand der Gesellschaft einzureichen. Von der Bewerbung sind Studierende, die noch nicht promoviert oder noch kein Staatsexamen gemacht haben, ausgeschlossen. Die mit Hilfe der Stiftungsmittel angefertigte Arbeit ist der Deutschen Geologischen Gesellschaft zur Veröffentlichung zur Verfügung zu stellen.

Das im Monatsbericht 1 des vorigen Jahrgangs (1918) angekündigte Preisausschreiben des Herrn Ernst Stromer von Reichenbach wird dem nächsten zur Versendung kommenden Heft unserer Monatsberichte beigegeben werden.

Herr P. KRUSCH spricht über das Thema:

Der Gebirgsbau im holländisch-preußischen Grenzgebiet von Winterswijk, Weseke, Buurse usw.

ein holländisch-deutscher Grenzgebirgsrest).

(Mit 2 Textfiguren.)

Ein Blick auf die von der Rijksopsporing van Delfstoffen[1]) herausgegebene tektonische Übersichtskarte der westdeutschen Kohlengebiete zeigt an der Grenze von Holland und Deutschland in einer schmalen im allgemeinen nordsüdlich gerichteten Zone der Gegend von Winterswijk und Buurse eine Fülle in den verschiedensten Richtungen verlaufender Verwerfungen, während westlich davon in Holland und östlich davon im Gebiet des Niederrheins und Westfalens große Gesetzmäßigkeit im Streichen der Störungen herrscht (siehe Fig. 1). Es überwiegen hier die bekannten zwei Systeme, nämlich das nordwestlich gerichtete Hauptsystem mit bald nach Osten, bald nach Westen einfallenden Querstörungen und ein dieses annähernd rechtwinklig kreuzendes. Auf die verworrene Tektonik dieses nordsüdlichen Grenzgebiets will ich hier kurz eingehen.

Die fragliche Gegend bildet eine höchst einförmige Ebene. Weite Flächen bestehen aus diluvialen Sanden usw., nur ab und zu stößt das von ihnen verhüllte Liegende in mehr oder weniger ausgedehnten Flächen hindurch.

Die Kenntnis vom geologischen Bau hat sich infolgedessen nur langsam Bahn gebrochen. Die erste Etappe stellt die v. DECHENsche Karte i. M. 1 : 80000 dar, auf der der Autor die seit 1841 gesammelten Beobachtungen zahlreicher Forscher wie HOSIUS, v. D. MARK, F. RÖMER, SCHLÜTER, STROMBECK usw. bildlich zusammengefaßt hat. Einigermaßen genau festgelegt wurde so die Grenze der Oberen und Unteren Kreide; die übrigen Formationen sind im allgemeinen nur in rundlichen Flecken dargestellt, die kein klares Bild der Lagerungsverhältnisse geben. Besondere Beachtung schenkte v. DECHEN in den Erläuterungen zur Karte den Solevorkommen, die später vergessen und erst im letzten Jahrzehnt gleichsam wieder entdeckt

---

[1]) Eindverslag over de onderzoekingen en uidkomsten van den Dienst der Rijksopsporing von Delfstoffen in Nederland. 1903—1916. Kartenanlage 13.

wurden. Er leitete den Salzgehalt der Quellen aber aus dem Münder Mergel her, da die Möglichkeit des Vorhandenseins von Trias und Dyas in der fraglichen Gegend für ihn nicht in Betracht kam.

Den nächsten wichtigen Fortschritt zeitigten die Arbeiten unseres verstorbenen Kollegen GOTTFRIED MÜLLER,

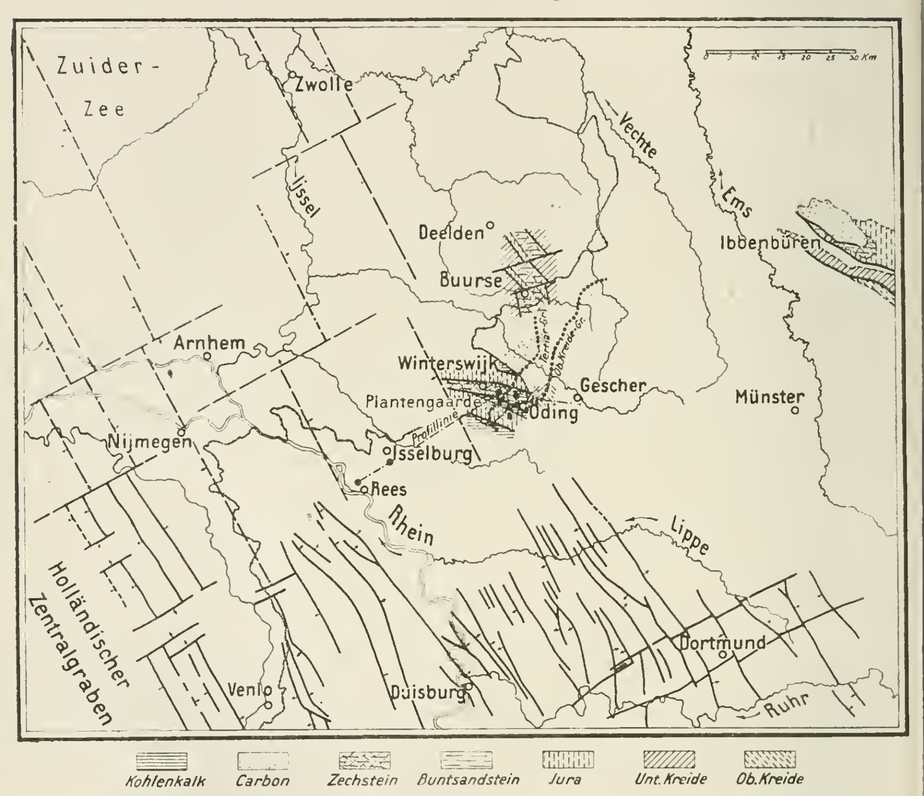


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte des holländisch-deutschen Grenzgebiets der Gegend von Winterswijk, Oeding, Buurse usw.

die mit der Tiefbohrung Vreden aufs engste verknüpft waren. MÜLLER gelang der Nachweis, daß bei Oeding Buntsandstein und weiter nördlich an der Haarmühle östlich Buurse Muschelkalk auftritt.

Im Profil der Tiefbohrung Vreden[2]) bestimmte er bis 82,9 m Tertiär, bis 111,29 m Wealden, bis 173,9 m Lias,

---

[2]) G. MÜLLER, Diese Zeitschr., 1902.

bis 211,9 m Muschelkalk, bis 960 m Buntsandstein und bis 1229,6 m Zechstein. Er stellte fest, daß die Bohrung dicht vor dem Steinkohlengebirge eingestellt worden ist. Von besonderem Interesse war die Durchteufung erheblicher Steinsalzmächtigkeiten im Röt und Zechstein. Ob Kalisalze in Verbindung mit dem Steinsalz auftreten, steht nicht fest. Es wird behauptet, daß das Bohrgestänge unmittelbar vor Erreichung der Steinsalzoberkante plötzlich gefallen ist, und daß diese Beobachtung auf die Durchteufung einer leicht löslichen Schicht, wie z. B. ein Kalisalzlager schließen lasse.

G. Müller führte mich in die Kenntnis der Geologie der dortigen Gegend ein.

Ohne erheblichere kostspielige Schürfarbeiten war weitere Klärung der Lagerungsverhältnisse nicht zu erhoffen. Die Mittel hierfür bewilligte die Fürstlich Salm-Salmsche Generalverwaltung in Anholt i. Westf.; da es sich um ihr Privatbergregalgebiet handelte, hatte sie ein besonderes Interesse an der Feststellung des geologischen Baues.

An den von mir geleiteten Aufnahmen beteiligten sich Herr Bärtling, die Bergassessoren Schulze-Buxloh, Schulze u. a. Die Bestimmung der Versteinerungen übernahm Herr J. Böhm in liebenswürdigster Weise; an den allerletzten Arbeiten im Ölschiefergebiet wirkte auch Herr Schmierer durch Bestimmung von Proben mit.

Wegen der erheblichen Diluvialdecke war es notwendig, zunächst mit bis 6 m tiefen Flachbohrungen vorzugehen und die darunter anstehenden Formationen abzufühlen.

Die so entstandene Karte stellt einen ganz wesentlichen Fortschritt gegenüber der bisherigen Kenntnis dar. Es wurde zunächst bewiesen, daß die früher zwischen Oberer und Unterer Kreide angenommene Verwerfung nicht existiert, sondern eine normale Überlagerung stattfindet; die Obere Kreide hebt sich ganz allmählich in ähnlicher Weise wie am Südrand des Beckens von Münster heraus.

Die Verbreitung des Buntsandsteins bei Oeding ergab sich als erheblich. Wir mußten die Durchragung zunächst als Sattel mit ostwestlichem Streichen auffassen.

An der Haarmühle fand Bärtling die teilweise Begrenzung des Muschelkalkes durch Verwerfungen und stellte so die Schollennatur fest.

Die Untere Kreide interessierte besonders wegen der Eisenerzführung der verschiedenen Horizonte, auf die

ich weiter unten genauer eingehe. Ihr Muldenbau wurde über ausgedehnte Flächen verfolgt.

Erwähnen will ich schließlich noch den wichtigen Jurafund des Herrn SCHULZE-BUXLOH bei Weseke. Die hier nachgewiesenen *Polyplocus*-Schichten des Unteren Doggers mußten damals ebenfalls als ein Sattel aufgefaßt werden. Man dachte sich also die vom Diluvium bedeckten Schichten zu einer Reihe ostwestlich verlaufender Sättel und Mulden gefaltet.

Eine weitere Klärung konnten nur tiefere Bohrungen bringen. Zu einer derartigen Tiefbohrung war dankenswerter Weise die Fürstliche Verwaltung in Anholt i. Westf. bereit. Sie wurde im Buntsandsteingebiet von Oeding angesetzt. Obgleich der Nachweis geführt werden konnte, daß die Rogensteine des Unteren Bunten zu Tage anstehen, blieb die Bohrung zu unser aller Überraschung bis 866 m Tiefe in diesem Horizont. Ausgeführte Flachschürfungen ergaben dann, daß die Buntsandsteinschichten auf der ganzen Fläche steil stehen, es sich also nicht um einen Sattel, sondern um eine ausgedehnte aufgerichtete Scholle des Unteren Bunten handelt. Die Bohrung blieb bis 1262 m im Zechstein und wies erhebliche Mächtigkeit von Steinsalz mit zwischengeschalteten Kalisalzbänken von geringerer Stärke nach.

Veranlaßt durch die Schürfarbeiten auf deutscher Seite begann die Rijksopsporing van Delfstoffen mit der Erforschung der geologischen Verhältnisse im angrenzenden holländischen Gebiet. Ihr zielbewußter Direktor Dr. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT führte — unterstützt von dem leider so früh verstorbenen holländischen Distriktsgeologen HUFNAGEL — mit den ihm zur Verfügung stehenden sehr erheblichen Mitteln zum Teil unter meiner Mitwirkung einen großzügigen Aufschlußplan durch, der zunächst darin bestand, mit kleineren Tiefbohrungen die jüngeren Formationen zu durchteufen und so die Tektonik gleichsam abzufühlen. Erst wenn sie feststand, wurde an der geeigneten Stelle eine Tiefbohrung angesetzt. So fand man zunächst, daß Dogger in größerer Verbreitung auch in der Gegend von Burlo südlich Weseke vorkommt. Nach den an anderen Stellen gewonnenen Erfahrungen dürfte es sich um eine oder mehrere bedeutende Schollen handeln.

Von Wichtigkeit war die Klärung der Lagerungsverhältnisse im Gebiet von Winterswijk. Hier wurde Trias

in erheblicher Verbreitung in der Nähe der Oberfläche nachgewiesen und gezeigt, daß die Aufragung von zwei Verwerfungen begrenzt wird, die ein mit der Spitze nach Westen gerichtetes Dreieck bilden[3]).

Man klärte auch die Tektonik des uns hier weiter besonders interessierenden Gebietes von Buurse nördlich von Winterswijk, wo schachbrettartig Schollen von Trias und Jura miteinander abwechseln und zum Teil von Tertiär bedeckt sind[4]). Unsere Kenntnis von dem Auftreten der Trias an der holländischen Grenze erfuhr also durch die holländischen Arbeiten eine ganz wesentliche Erweiterung.

Die auf die Flachbohrungen folgenden Tiefbohrungen zeigten den geologischen Aufbau des tieferen Untergrundes in dem Grenzgebiet.

Am interessantesten ist die Bohrung Plantengaarde[5]), die unter 69 m Tertiär, bis 380 m Buntsandstein, bis 1029,3 m Zechstein und bis 1134,01 m Karbon ergab. Auffallend ist hier der Wechsel der über dem Zechstein liegenden Deckschichten auf ganz kurze Entfernung. Während die Flachbohrung H. bereits Zechstein erreicht hatte, traf ihn die nur wenig entfernte Tiefbohrung Plantengaarde zum erstenmal erst bei 380 m an. Wichtig ist in dem Tiefbohrprofil die Wiederholung der Wechsellagerung Zechstein—Karbon; man durchteufte die Grenze beider Formationen zum erstenmal bei rund 600 m, kam aber unter den zerrissenen Steinkohlengebirgsschichten wieder in den Zechstein. VAN WATERSCHOOT hat eine Darstellung dieser einschneidenden Störung gegeben, leider deckt sich das Bild nicht mit seiner tektonischen Oberflächenkarte[6]). Man kann nicht feststellen, ob er die in der Bohrung aufgeschlossene Störung mit der südlichen Grenzstörung des durch Flachbohrungen bei Winterswijk nachgewiesenen Verwerfungsdreiecks identifiziert; die Lage könnte stimmen, das Einfallen beider ist aber entgegengesetzt, nämlich im Profil durch die Bohrung nach Norden und im Verwerfungsdreieck nach Süden gerichtet. Zweifellos ergibt die Bohrung Planten-

[3]) Jaarverslag der Rijksopsporing van Delstoffen over 1908, Fig. 6.

[4]) Eindverslag (a. a. O.), Kartenbeilage 7.

[5]) Jaarverslag der Rijksopsporing van Delstoffen over 1909, Fig. 5.

[6]) Jaarverslag der Rijksopsporing van Delstoffen over 1919, Fig. 12, S. 85.

gaarde aber die hochgradige Störung des Gebiets auch im tieferen Untergrunde.

Nicht weit von ihr steht die Tiefbohrung Ratum[7]), die unter 22 m Tertiär, bis 93,8 m Lias, bis 125,5 m Muschelkalk, bis 810,85 m Buntsandstein, bis 1140,8 m Zechstein durchteufte und dann in das Steinkohlengebirge eindrang, wo sie bei 1380,4 m eingestellt wurde. Das Deckgebirgsprofil ist also ein ganz anderes als das der nur wenig entfernten Bohrung Plantengaarde. Während der Buntsandstein in der letzteren unter 69 m Tertiär erreicht wurde, traf man ihn in der Bohrung Ratum unter Muschelkalk erst bei 125,5 m Tiefe an. In bezug auf das Deckgebirge steht die Bohrung Ratum in einem Graben, während die Bohrung Plantengaarde auf einem Horst angesetzt wurde; an der Karbonoberkante ist der Niveauunterschied mit 111 m noch etwas größer.

Die Bohrung Ratum ergibt also wieder die gleiche Erfahrung wie viele Tiefbohrungen in Westfalen und am Niederrhein, daß nämlich die Wirkung der Verwerfungen nach dem jüngeren Deckgebirgshorizont zu etwas abnimmt.

Eine dritte holländische Tiefbohrung wurde weiter nördlich im Triasgebiet von Buurse[8]) angesetzt. Sie durchteufte unter 63,2 m Tertiär, 861,8 m Buntsandstein und wurde leider als der Krieg ausbrach bei 917,8 m im Plattendolomit des Zechsteins eingestellt.

Die Bohrung Buurse ist insofern noch interessant, als sie die Salzführung des dortigen Röt, welche man schon aus den Bohrungen Vreden, Eibergen und anderen kannte, auch weiter im Norden bestätigte. Infolgedessen hat sich die holländische Regierung veranlaßt gesehen, eine größere Salzkonzession bei Buurse an Unternehmer zu vergeben, welche das Steinsalz des Röt auszulaugen beabsichtigen.

Vergleicht man die Zechsteinoberkante, so ergibt sich in südnördlicher Richtung bei Oeding 866 m, bei Plantengaarde 380 m, bei Ratum 810,85 m, bei Vreden 960 m, bei Buurse 861,8 m. Das ist also ein gesetzloses Auf und Ab um recht erhebliche, bis rund 480 m reichende Beträge.

Die neuesten Aufschlußarbeiten der Gegend wurden im letzten Kriegsjahr von der Fürstlich Salm-Salmschen

---

[7]) Jaarverslag der Rijksopsporing van Delstoffen over 1913, Taf. II.

[8]) Eindverslag (a. a. O.) S. 31.

Generalverwaltung ausgeführt und bezweckten die Feststellung der Eisenerzführung der Unteren Kreide und die Klärung der Lagerungsverhältnisse im Juragebiet von Weseke.

Die von Herrn Markscheider LEIBOLD in Essen ausgeführten Eisenerzschürfe stehen durchgehends am östlichen Ausgehenden der Unteren Kreidemulde von Ottenstein usw. und zwar südlich des genannten Orts. Sie bestätigen unsere frühere Kenntnis, daß Valenginien fehlt, das Hauterivien sandig entwickelt ist und keine brauchbaren Eisenerze führt, und daß die bekannten in beträchtlicher Menge auftretenden Toneisensteinkonkretionen dem Barrêmien und Aptien angehören, ihre Hinzurechnung zum Gault seitens v. DECHENS also nicht gerechtfertigt ist. Das Verhältnis von Eisenstein zu plastischem Ton wurde wenigstens in der Nähe des Ausgehenden als günstig erkannt, im übrigen zeigten die östlich von dem uns hier interessierenden hochgradig gestörten Grenzstreifen liegenden Schürfe normale ruhige Lagerungsverhältnisse in der Unteren Kreide.

Das zweite neueste Schürfgebiet betrifft den Jura von Weseke. Im Jahre 1854 hat man hier in zwei Brüchen, von denen man nur die Lage des einen jetzt noch sicher kennt, Ölschiefer gewonnen, dessen Zugehörigkeit zum Jura damals nur vermutet wurde. Man scheint dadurch unsicher geworden zu sein, daß in nicht großer Entfernung im Wenningfeld zwischen Vreden und Stadtlohn in den nach beiden Orten benannten Steinbrüchen Ölschiefer gefunden wurden, die zweifellos dem Wealden angehören. Bei unseren früheren Aufnahmen wurden dann die Ölschiefer von Weseke überbohrt und anscheinend als Ton bestimmt. Die jetzigen Schürfarbeiten führte Herr LEIBOLD in Essen mit größter Gewissenhaftigkeit durch, man schürfte Nordsüd- und Ostwestprofile ab. Die Schürfstellen lagen in der Regel 50 m auseinander, in der Nähe der Störungen wurden sie zum Teil so dicht gesetzt, daß nur wenige Meter Zwischenraum blieben. Das so untersuchte Gebiet bildet ein fast gleichschenkliges Dreieck, dessen nordsüdliche rund 800 m lange Basis durch das Schweringsche Gut verläuft, während die Spitze nach Osten gerichtet ist, und rund 800 m von der Basis und wenige hundert Meter von Weseke entfernt liegt.

Die Schürfarbeiten ergaben, daß die bisher als Sattel aufgefaßte Doggerfläche östlich vom Schwering'schen Gut — früher Sattel von Weseke — eine gesunkene Scholle

von *Polyplocus*-Schichten darstellt. An sie stößt im Süden durch eine Verwerfung getrennt ein Posidonienschieferhorst, der noch weiter südlich durch eine abermalige annähernd ostnordöstliche Störung begrenzt wird. Die südlich von dieser anstehende Posidonienschieferfläche wird von Gault überlagert. Die Grenzstörungen des Posidonienschieferhorstes streichen nach Osten aufeinander zu. Das Posidonienschiefergebiet wird nach Westen durch eine annähernd nordsüdlich am Ostrande des Schwering'schen Guts entlang verlaufende Störung begrenzt, die nach Osten einfällt. Im Westen folgt dann eine größere Liasfläche, gleichsam einen Querhorst bildend.

Die Faltung der Juraschichten ist, wie sich aus dem Nordsüdprofil ergibt, sehr schwach, berechtigt aber doch noch die Bezeichnung der Haupt-Posidonienschieferfläche als Posidonienschiefer-Sattelhorst.

Interessant ist der Verlauf des kleinen Muldennordflügels unmittelbar östlich vom Gut Schwering. Er bricht rund 100 m östlich vom genannten Gut an einer annähernd nordöstlich verlaufenden bogenförmigen nach Osten einfallenden Störung ab, die zugleich die Westgrenze der Doggerscholle darstellt.

Die Mächtigkeit des Posidonienschiefers kann im Osten zu 25—30 m angenommen werden, nach Westen hebt er sich ganz allmählich bis zur westlichen Grenzverwerfung beim Gut Schwering mehr und mehr heraus; an dieser endet er und Lias γ, also sein Liegendes, bildet weiter westlich die Oberfläche.

Auch die etwas südöstlich von unserm Störungsstreifen liegende Doggerfläche von Weseke stellt also ein hochgradig gestörtes Schollengebiet dar, dessen Verwerfungen keine Gesetzmäßigkeit zeigen. Auch hier hängt die Form der Verbreitung der einzelnen Formationen von den Verwerfungen ab. Es ist somit ein ganz ähnliches Bild wie bei Winterswijk und Buurse, nur daß die geologischen Niveauunterschiede sehr gering sind.

Kombiniert man die besprochenen Aufschlüsse in der uns besonders interessierenden schmalen nordsüdlichen Zone an der deutsch-holländischen Grenze, so ergibt sich das ganz willkürliche Auf- und Abspringen der Zechstein- und Karbon-Oberflächen, sowohl in nordsüdlicher, als auch in ostwestlicher

Richtung (siehe Profil Fig. 2). In dem Gebiet von Vreden, welches man gewohnt ist infolge des Auftretens mächtigerer diluvialer Schichten als „Loch“ anzusehen, liegt das Karbon, obgleich 211,9 m jüngere Formationen bis zum Muschelkalk einschließlich vorhanden sind, mutmaßlich nicht tiefer als in der unteren Buntsandsteinscholle von Oeding. Es ist also keinerlei Schlußfolgerung von der Oberfläche auf die Tiefe möglich. Weiter nördlich zeigt die Triasscholle von Haarmühle-Buurse wieder eine Hebung der Zechsteinoberkante, die leider keine große Ausdehnung östlich der Grenze auf deutschem Gebiet haben dürfte.

Die beiden Kreidetransgressionen fanden bereits ältere Gebirgsschollen vor, die sie weitgehend zerstörten. Ein Teil der Verwerfungen ist also zweifellos älter. Die postkretazische Abrasion wirkte weiter energisch, so daß von der Kreide auf weiten Flächen nur Wealden und der auch nur fetzenweise erhalten blieb.

Während die älteren Formationen bis zur Trias einschließlich stark aufgerichtet sein können, erweisen sich die jüngeren verhältnismäßig weniger aufgerichtet. Es ist sehr wahrscheinlich, daß ein Teil der Hauptverwerfungen im Spätkarbon angelegt wurde und später wieder aufriß. Diese Erscheinungen kennt man längst aus dem westfälischen Industriegebiet. Die Hauptzerstückelung des Grenzstreifens Weseke, Oeding, Buurse ist aber wesentlich jünger und zum Teil recht jung.

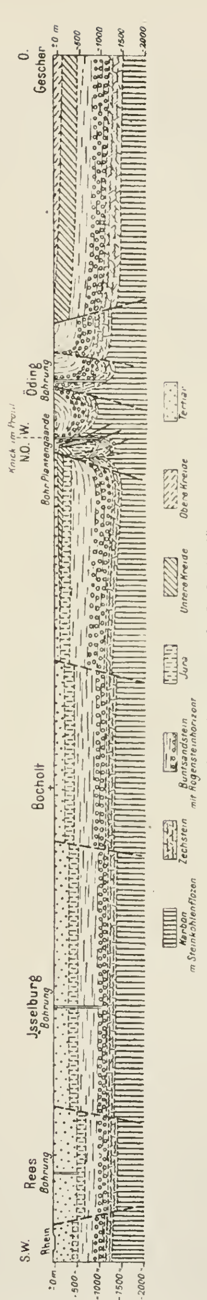


Fig. 2. Ost-West-Profil durch das holländisch deutsche Grenzgebirge.

Soweit man die Verhältnisse bisher kennt, sind die jüngeren Formationen schwach gefaltet, am ausgeprägtesten ist es die Untere Kreide, ganz schwach die Obere. Neben der zweifellos vorhandenen ebenfalls schwachen spätkarbon-rotliegenden Faltung ist also eine kretazische nachweisbar, von der die jüngere Obere Kreide nur noch ganz schwach betroffen wurde.

Die auffallenden tektonischen Verhältnisse des deutsch-holländischen Grenzstreifens mit intensivster Schollenbewegung erwecken den Eindruck durcheinander geschobener Blöcke, und erklären sich nach meiner Meinung aus der eigenartigen Lage des Streifens zum Tertiär Hollands und der Oberen Kreide des Beckens von Münster. Der Streifen begrenzt das Kreidebecken von Münster im Westen, denn das allmähliche Ausgehen immer älterer Oberer Kreidehorizonte in westlicher Richtung bei Oeding, Stadtlohn usw. drängt mich dazu anzunehmen, daß hier in der Nähe der Obere Kreideuferrand lag, der eine ähnliche Rolle spielt, wie der Südrand des Kreidebeckens von Münster in der Gegend von Hörde usw. Es dürfte sich hier um die westliche Fortsetzung dieses Südrandes handeln, die allerdings durch den Rheintalgraben unterbrochen wird. Die Höchsttiefe des Kreidebeckens kann zu mehreren tausend Metern angenommen werden.

Andererseits liegt der Streifen an der Grenze des holländischen Tertiärs, also der tiefen, mutmaßlich ebenfalls mehrere tausend Meter erreichenden Senke, die sich in der Tertiärzeit bildete und heute von gewaltigen Massen lockerer Sedimente ausgefüllt ist.

Unser Störungsstreifen stellt also die Schwelle zwischen zwei gewaltigen Senkungsgebieten dar, in der sich zur Zeit der Oberen Kreide und des Tertiärs sehr bedeutende Spannungen auslösen mußten. Diese formten sie zu einem Gebirge um, das vorzugsweise Schollengebirgscharakter hat, aber auch Faltungserscheinungen zeigt.

Namentlich im Tertiär wurde es zerstückelt, von den Senkungen noch mitbetroffen, zum Teil zerstört und im Diluvium von den Sanden usw. fast völlig verschüttet.

Von Interesse ist seine südliche und nördliche Fortsetzung. Es ist anzunehmen, daß nach Süden unter der diluvialen Bedeckung noch einige Klötze dieses Gebirges bis zum Rheintalgraben wie die Mauerreste einer Ruine auftreten. Die nördliche Fortsetzung ist schwieriger fest-

zustellen, weil hier die westliche Fortsetzung des ebenfalls tertiären Teutoburger Waldes und der ihn begleitenden Brüche die Lagerungsverhältnisse besonders komplizieren.

Zur Erörterung sprechen die Herren Bärtling, Pompeckj und der Vortragende.

Hierauf übernimmt Herr Pompeckj den Vorsitz und erteilt das Wort Herrn **KEILHACK** zu seinem Vortrag über: **„Das Niederlausitzer Miocän und die Stellung der Glassande von Hohenbocka in ihm.“**[1])

An der Erörterung beteiligten sich die Herren Zimmermann i, Weissermel, Jentzsch, Biereye, Beyschlag, Pompeckj und der Vortragende.

Darauf übernimmt Herr Keilhack wieder den Vorsitz.

Herr **BEYSCHLAG** legt als erstes fertiggestelltes Blatt einer Geologischen Übersichtskarte von Deutschland das Blatt Trier vor. Diese Karte wird nach dem Beschluß der Direktoren der Geologischen Landesanstalten das Gesamtgebiet des Deutschen Reichs umfassen und von jeder Anstalt für ihr Gebiet herausgegeben werden.

Der Bericht wird vom Schriftführer verlesen und genehmigt.

v. w. o.

Keilhack. Oppenheim. Bärtling.

Bericht über die Sitzung vom 3. Dezember 1919.

Vorsitzender: Herr Keilhack.

Der Vorsitzende eröffnet um 6 Uhr die Geschäftliche Sitzung.

Das Ergebnis der Vorstands- und Beiratswahl wird festgestellt durch die Herren Schneider, Krause, Bärtling, Meister, v. zur Mühlen, Burre und dem Vorsitzenden.

---

[1]) Der Vortrag wird unter den „Brieflichen Mitteilungen“ veröffentlicht.

Es wurden 237 Stimmzettel abgegeben, darunter 2 ungültige.

Es erhielten Stimmen:

Als Vorsitzender:

Herr POMPECKJ 234, Herr RAUFF 1 Stimme.

Als stellvertr. Vorsitzende:

Herr RAUFF 229, Herr KRUSCH 227, die Herren KÜHN, PENCK, KEILHACK, BOEHM, BEYSCHLAG, JENTZSCH, MICHAEL, SCHEIBE und SCHRÖDER je 1 Stimme, ungültig 2 Stimmen.

Als Schriftführer:

Die Herren BÄRTLING 234, JANENSCH 233, SCHNEIDER 231, SEIDL 215, HAARMANN und v. LINSTOW je 3, HARBORT 2, GOTHAN, PAECKELMANN, WIEGERS, STAHL, SCHUCHT, MESTWERDT, ZIMMERMANN I, SOLGER, FLIEGEL, RECK und STIELER je 1 Stimme, ungültig 1 Stimme.

Als Schatzmeister:

Herr PICARD 233, ungültig 1 Stimme.

Als Archivar:

Herr DIENST 234, SCHNEIDER 1 Stimme.

Als Beiratsmitglieder:

Die Herren STROMER V. REICHENBACH 232, TIETZE (Wien) 232, STILLE 230, WICHMANN 230, BERGEAT 229, DREVERMANN 227, CLOOS, DEECKE und MARTIN SCHMIDT je 2, RINNE, WÜST, BROILI, ERICH KAISER, BRAUNS, KOSSMAT, TH. WEGNER, STEINMANN, WANNER, SÜESS, K. MARTIN, WEDEKIND, STEUER, v. HUENE, BRANCA, STREMME, ANDRÉE, v. GROTH, HENNIG, STOLLEY, JAEKEL, SALOMON und SAUER je 1 Stimme.

Demnach sind gewählt:

Zum Vorsitzenden:

Herr POMPECKJ.

Zu stellvertr. Vorsitzenden:

Herr RAUFF und
„ KRUSCH.

Zu Schriftführern:

Herr BÄRTLING,
„ SCHNEIDER,
„ JANENSCH,
„ SEIDL.

Zum Schatzmeister:

Herr PICARD.

Zum Archivar:

Herr DIENST.

Zu Beiratsmitgliedern:

Die Herren BERGEAT, DREVERMANN, STILLE, TIETZE, STROMER V. REICHENBACH, WICHMANN.

Um 7 Uhr 15 Minuten wird die wissenschaftliche Sitzung vom Vorsitzenden eröffnet mit Bekanntgabe des Wahlergebnisses.

Die Gewählten, die anwesend sind, nehmen die Wahl mit Dank an.

Als Mitglieder werden aufgenommen:

Fräulein Dr. phil. LUISE BUCHNER in Hannover-Kleefeld, Schellingstr. 1,
auf Vorschlag der Herren SCHÖNDORF, SALOMON und KRUSCH.

Herr stud. geol. HANS JÜNGST, Berlin W 10, Friedrich-Wilhelm-Str. 5,
auf Vorschlag der Herren POMPECKJ, DIETRICH und HAARMANN.

Herr konz. Markscheider HENNEKEN in Wanne, Unser-Fritz-Str. 156,
auf Vorschlag der Herren FREMDLING, SCHWARTMANN und BÄRTLING.

Herr Dr. ERNST NOWACK, Assistent der Lehrkanzel für Geologie in Leoben, Montanistische Hochschule,
auf Vorschlag der Herren PETRASCHECK, BÄRTLING und TIETZE (Wien).

Herr konz. Markscheider KLIVER in Bochum, Schillerstraße 37,
auf Vorschlag der Herren BÄRTLING, FREMDLING und OBERSTE BRINK.

Herr konz. Markscheider BALDERMANN in Essen-Altenessen, Heßlerstr. 51,

auf Vorschlag der Herren FREMDLING, BAUMGÄRTEL und BÄRTLING.

Herr konz. Markscheider BEUING in Bochum, Gudrunstraße 19,

auf Vorschlag der Herren FREMDLING, BRÜCK und BÄRTLING.

Herr cand. geol. FRITZ KUSE in Charlottenburg, Horstweg 6,

auf Vorschlag der Herren DIETRICH, JANENSCH und POMPECKJ.

Die Herren Dr. BRUNO v. FREIBERG in Halle a. S., Geologisches Institut der Universität, Domstr. 5,

Dr. JOHANNES WEIGELT, Privatdozent für Geologie und Palaeontologie an der Universität Halle a. S., Wielandstr. 22 I,

Dr. KARL WILLRUTH, Geologischer Assistent des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze in Halle a. S., Mühlweg 25 II,

alle drei auf Vorschlag der Herren VON WOLFF, JOH. WALTHER und R. BÄRTLING.

Sodann erhält Herr **STILLE** das Wort zu seinem Vortrag **„Über die Begriffe ‚Orogenese' und ‚Epirogenese'".**[1]

An der Erörterung beteiligen sich die Herren POMPECKJ, SCHNEIDER und der Vortragende.

Der Vorsitzende spricht Herrn STILLE den Dank der Gesellschaft aus.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

v. w. o.

P. G. KRAUSE. K. KEILHACK. BÄRTLING.

---

[1]) Der Vortrag erscheint etwas erweitert im letzten Heft der Abhandlungen dieses Jahrgangs.

Briefliche Mitteilungen.

11. Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien.

Von Herrn A. Wurm.

Heidelberg, den 17. Februar 1914.

I. Cassianellen aus der oberen Trias Kataloniens.

Schon 1899 hatte der um die Geologie Kataloniens außerordentlich verdiente spanische Geologe Almera in einer kleinen Notiz „Sobre el descubrimiento de la fauna de Saint Cassien en el Trias de nuestra provincia"[1]) aus der oberen Trias der Provinz Barcelona eine sehr interessante Fauna beschrieben, die nach seinen Angaben nahe Beziehungen zu der Fauna von St. Cassian zeigte. Diese Notiz, die in einer spanischen Lokalzeitschrift erschienen ist, ist naturgemäß ziemlich unbekannt geblieben. Der Fundpunkt der Fauna liegt am Monte Puig de la Creus und am Mas Fonoll de Pontons im südöstlichen Teil der Provinz Barcelona, nicht sehr weit von der Tarragonischen Grenze. Die Fauna stammt aus stark ausgelaugten Dolomiten, die einem ziemlich hohen Niveau des Keupers angehören. Almera gibt folgende Arten an (nach den Bestimmungen von M. Bergeron und Munier Chalmas): *Cassianella* aff. *decussata*, *Cassianella* aff. *planidorsata*, *Natica gregaria* var., *Chemnitzia* sp., *Pecten* sp., *Modiola* usw. Weitaus die wichtigsten und interessantesten Vertreter dieser Fauna sind natürlich die Cassianellen. Tornquist[2]) hatte Gelegenheit, diese Funde in der Sammlung des Priesterseminars in Barcelona einzusehen. Er war bei dem flüchtigen Besuch nicht in der Lage, die Bestimmung der Cassianellen zu bestätigen; er ließ es sogar unentschieden, ob die ihm vorgezeigten schlecht erhaltenen Stücke überhaupt zu Cassianella gehörten. Um nun in dieser Frage eine Entscheidung herbeizuführen, bat ich Herrn Almera,

---

[1]) Bol. de la Real. Academia de Ciencias y Artes de Barcelona 1899.

[2]) Über die außeralpine Trias auf den Balearen und in Katalonien. Sitzungsber. d. Königl. Preuß. Akad. der Wissensch. 1909, XXXVI, S. 916 u. 917.

mir möglichst gut erhaltenes Material zu einer genauen Untersuchung zu übersenden. Herr Dr. ALMERA kam diesem Wunsch bereitwilligst nach, wofür ich ihm auch hier meinen Dank aussprechen möchte[2a]).

Eine sorgfältige Präparation der ganz leidlich erhaltenen Fauna hat mit Bestimmtheit ergeben, daß in der Tat Cassianellen vorliegen, und zwar handelt es sich um *Cassianella decussata* und eine der *C. decussata* sehr nahe verwandte Form, die einige Beziehungen zu *C. planidorsata* zeigt. Ich bezeichne sie als *C. decussata* var. *planidorsata*. Die Cassianellen treten in den Handstücken geradezu gesteinsbildend auf. Zusammen mit ihnen findet sich eine Myophoria, die von ALMERA als *Myophoria Goldfussi* ALB. bestimmt, von TORNQUIST als *Myophoria vestita* ALB. erkannt wurde. Außerdem konnte ich feststellen: *Pecten discites*, *Myophoria* aff. *elegans*, *Pseudocorbula* sp., *Anodontophora* sp., *Dentalium*. Die Gastropodenfauna setzt sich nach der freundlichen Bestimmung von Herrn HÄBERLE in Heidelberg aus folgenden Arten zusammen: ? *Trypanostylus* sp., *Euchrysalis Laube* sp., *Cryptonerita* sp., *Hologyra* cfr. *laevissima* KITTL sp.

Dank dem Entgegenkommen von Herrn ALMERA ist es mir möglich, das Niveau der Fauna genauer festzulegen. Das Profil der oberen Trias ist nach seinen Angaben in der Gegend von Foix folgendes (von unten nach oben):

1. Dolomitische Plattenkalke am Peñon de Foix,
2. Schichten mit *Myophoria vestita* ALBERTI,
3. Massiger Fucoidenkalk,
4. Roter, gipsführender Sandstein,
5. Plattenkalke mit Gastropoden und *Gervilleia* sp.[3])
6. Rauchwacken und rote, gipsführende Mergel,
7. Dolomite mit Cassianellen und der oben erwähnten Begleitfauna,
8. Massige Kalkbänke eocänen Alters mit *Alveolina*.

Die Cassianellen liegen also anscheinend im Niveau des Keupers. Es dürfte wohl naheliegen, diese cassianellenführenden Dolomite Spaniens mit den Cassianer Schichten Südtirols zu parallelisieren. Die Vergesellschaftung mit *Myophoria vestita*, die sich auch in den Cassianer Schichten

[2a]) Inzwischen ist der verdiente spanische Geologe der Wissenschaft durch den Tod entrissen.

[3]) Es handelt sich um eine stark konzentrisch gerippte, radial gestreifte Form, die wegen schlechter Erhaltung nicht näher bestimmbar ist.

findet, ist eine Bestätigung für die Richtigkeit dieser Auffassung. Tornquist hat diese spanischen Dolomite dem Hauptsteinmergel Deutschlands oder dem Hauptdolomit der Alpen gleichgestellt. Koken[4]) möchte sie auf Grund des Vorkommens von *Myophoria vestita* als Äquivalente der Raibler Schichten aufgefaßt wissen. Die Cassianellen sprechen für noch tieferes Niveau. Nach der Angabe Bittners findet sich *Cassianella decussata* in Cassianer und etwas jüngeren Schichten.

Die Fauna bestätigt also meine früher[5]) ausgesprochene Behauptung, daß der Keuper Kataloniens alpine Einflüsse zeigt, daß zu dieser Zeit eine Kommunikation mit dem alpinen Ozean vorhanden war.

Eigenartige Beziehungen zeigt diese Fauna zu der von mir beschriebenen von Mora de Ebro[6]). Auch in den Trachycerasschichten von Camposines haben sich Cassianellen gefunden, deren Bestimmung allerdings, da sie als Steinkerne erhalten sind, auf gewisse Schwierigkeiten stieß. *Pecten discites* ist gleicherweise in Pontons, wie in Camposines vertreten, eine Myophoria von Camposines erinnert an *M. vestita*. Ammoniten sind von Pontons nicht bekannt geworden.

Alle diese vielleicht nur scheinbaren Beziehungen legen den Gedanken nahe, daß beide Faunen demselben Horizont angehören könnten. Nun sind bisher die Trachycerasschichten von Mora von Mojsisovics auf Grund vergleichender paläontologischer Erwägungen zum Muschelkalk gestellt worden. Auf den Balearen kommt *Protrachyceras Curionii* vergesellschaftet mit *Protrachyceras Villanovae* vor, demselben Ammoniten, der sich auch in Mora findet. Nun ist *Protrachyceras Curionii* allerdings in den Reitzi-Schichten hauptsächlich verbreitet, es geht aber auch in ein höheres Lager über. Auch die von mir beschriebene Zweischalerfauna von Mora zeigt manche Anklänge an die von St. Cassian. Der spanische Geologe Mallada hatte die Schichten von Mora auf Grund stratigraphischer Beobachtungen dem Keuper eingereiht. Erst eine genaue örtliche Untersuchung der Tarragonischen Trias kann hier Klärung schaffen.

---

[4]) Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz. Abh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. Bd. XVI.

[5]) Wurm, Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearischen Triasprovinz. Verhandl. d. Naturh. Med. Vereins Heidelberg. N. F. XII. Bd., 1913, S. 535.

[6]) Wurm, a. a. O., S. 561.

Beschreibung der Fauna.

Lamellibranchiata.

Cassianella decussata Münst. sp.

Obwohl die Erhaltung der Stücke nicht ausnehmend gut ist, genügt sie doch vollkommen für eine sichere Bestimmung. Es liegen mir zum Teil gewöhnliche, zum Teil Skulptursteinkerne, zum Teil Hohldrücke vor; an letzteren läßt sich ausgezeichnet die Skulptur beobachten. Die Zahl der Hauptrippen auf der Rückenwölbung ist, wie bei der Cassianer Art, gewöhnlich 5—6. Sekundärrippen schieben sich manchmal schon nahe unter dem Wirbel ein, vielfach sind sie aber auch schwach entwickelt. Im allgemeinen kann man sagen, daß die Berippung bei der spanischen Form weniger grob erscheint, als bei der Cassianer. Ich habe aber unter Cassianer Material Stücke gesehen, die, ebenso wie die spanische Art, feinere Berippung tragen.

Die Steinkerne, an denen meist die Radialstreifung nur undeutlich zu sehen ist, zeigen den Doppelwirbel der Cassianellen. In der Form und Breite der Rückenwölbung lassen sich erhebliche Schwankungen beobachten. Bittner hebt dies ausdrücklich von der Cassianer Art hervor und bildet verschiedene Spielarten ab. Namentlich weichen unter dem spanischen Material Formen mit auffallend flachem, breitem Rücken von dem Typus *decussata* erheblich ab. Ich neigte ursprünglich zu der Meinung, daß hier eine von *C. decussata* verschiedene Form vorläge, die der *Cassianella planidorsata* nahestehe. Auch Munier Chalmas und Bergeron, denen die Cassianellen von Mas Fonoll zur Bestimmung vorlagen, hatten neben *Cassianella* cf. *decussata* eine Form ausgeschieden, die sie *Cassianella* cf. *planidorsata* bezeichneten. Vergleiche mit der Cassianer *C. planidorsata* haben aber ergeben, daß der für diese Form so charakteristische senkrechte Steilabfall des mittleren Schalenteils gegen den vorderen Flügel der spanischen Art durchaus fehlt. Auch erscheint der Rücken nicht ausgehöhlt, wie bei dem Typus *C. planidorsata* sondern nur abgeplattet, Weiter haben sich alle Übergänge zwischen Formen mit schmalem, hochgewölbtem Rücken und solchen mit breitem, abgeplattetem Rücken unter dem reichen spanischen Material beobachten lassen. Will man aber dennoch die Abweichung der breiten, abgeplatteten Form vom Typus *decussata* zum Ausdruck bringen, so genügt es meines Erachtens, sie als var. *planidorsata* abzutrennen.

Pecten discites Schlotheim.

Eine Pectenform stimmt vollständig mit *Pecten discites* überein. Die einzelnen Exemplare wechseln ziemlich in der Größe. Auffallend ist, daß *Pecten discites* sich hier bis in dieses hohe Niveau erhalten hat.

Myophoria vestita Alb. (= *Myophoria Whateleyae* v. B. var. *vestita* Koken).

Schon Tornquist hatte diese *Myophoria* aus der oberen Trias von Pontons richtig erkannt und auf ihre stratigraphische Bedeutung aufmerksam gemacht. Die Anzahl der vor der Arealkante stehenden Rippen beträgt 7, bei den Albertischen Originalen, wie Rübenstrunk[7]) ausdrücklich betont, und wie ich selber an ausgezeichneten Exemplaren nachprüfen konnte, nicht 12, sondern nur 9. Die von Tornquist vermutete Abweichung vom Albertischen Typus ist also nicht sehr groß. Als einzigen Unterschied der spanischen von der Gansinger Form kann man vielleicht anführen, daß die Rippen bei den Gansinger Exemplaren dichter gedrängt stehen und nicht so scharfrückig erscheinen, wie bei den spanischen. Tornquist hatte die für diese Art so charakteristische Querverzierung des Lunularraumes nicht beobachten können. Auch ich habe viele Steinkerne präpariert, ohne diese Querverzierung feststellen zu können. Nur ein einziger Hohldruck, der von einer benachbarten Fundstelle stammt (Foix), zeigt deutlich die Spuren dieser Querrippung. Damit ist die Artbestimmung sichergestellt.

Neuerdings hat Koken[8]) *Myophoria vestita* aus den Schichten von Heiligenkreuz beschrieben und ihre Identität mit *M. Whateleyae* v. Buch sp. nachgewiesen. Nur durch verschiedene Rippenzahl (10 Aargau Gansingen gegen 8 Bergamasker Alpen) sollen sich die beiden Formen unterscheiden. Er bezeichnete deshalb die Aargauer Form als *M. Whateleyae* var. *vestita*.

Myophoria aff. *elegans* Dunker.

Die Bestimmung eines einzigen, wenn auch gut erhaltenen Myophoria-Steinkerns stößt auf gewisse Schwierigkeiten. Der äußere Habitus ist der von *M. elegans*. Das

---

[7]) Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitt. d. Bad. Geol. Landesanstalt. VI, S. 222.

[8]) Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz (Abteital, Südtirol). Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XVI, Heft 4, S. 36, Taf. IV, Fig. 5.

Arealfeld fällt aber viel steiler ab als bei *M. elegans* und trägt auch nicht den deutlich ausgeprägten Knick.

Pseudocorbula sp.

Ein Steinkern erinnert ganz an die von mir aus dem Muschelkalk Aragoniens beschriebene *Pseudocorbula gregaria* PHIL.[9]). Die scharfe Radialkante ist deutlich sichtbar.

Anodontophora sp.

Die Steinkerne sind zu schlecht erhalten, um nähere Bestimmung zuzulassen.

S c a p h o p o d a.

Dentalium.

Ein winziger Rest gehört zu *Dentalium.* Damit ist dieser im nördlichen Binnenmeer so häufige Skaphopode auch im südlichen Binnenmeer nachgewiesen.

G a s t r o p o d a (von D. HÄBERLE).

N e r i t o p s i d a e.

Hologyra cfr. *laevissima* KITTL sp.

Literatur bei HÄBERLE, Predazzo S. 339 ff.

Ein auf einem Gesteinsstück aufsitzender, anscheinend etwas verdrückter Steinkern mit stark gewölbtem letztem Umgang läßt trotz seines unvollständigen Erhaltungszustandes eine deutlich ausgeprägte, stufenförmig abgesetzte Spira erkennen. Es handelt sich also um eine Form mit nicht resorbierten Windungen, die nach ihrem ganzen Habitus als eine *Hologyra* aufzufassen ist und dem großen Formenkreis der *H. laevissima* am nächsten stehen dürfte.

N e r i t i d a e.

Cryptonerita sp.

Literatur bei HÄBERLE, Gastropoden von Predazzo S. 359, 486 u. 487.

Zu dieser auch im deutschen Muschelkalk nachgewiesenen Gattung dürfte mit ziemlicher Sicherheit ein auf einem Gesteinsstück sitzender breiter Steinkern mit erhabener, jedoch abgestumpfter Spira, stark gewölbten Umgängen und etwas abgedachter Schloßwindung zu stellen sein. Das Stück zeigt in seinem äußeren Habitus sowohl Anklänge an *Cryptonerita*

---

[9]) Über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. Diese Zeitschr. **63,** 1911, S. 117.

elliptica Kittl wie an *C. conoidea* J. Böhm und dürfte wohl als eine Übergangsform zwischen beiden aufzufassen sein. Ein ähnliches Stück habe ich auch von Mora de Ebro als *C. elliptica* bestimmt.

Zu dieser Form gehört wahrscheinlich auch der Hohldruck eines etwas größeren Exemplars vom gleichen Fundort.

Pyramidellidae.

? *Trypanostylus* sp.

Literatur bei Häberle, Predazzo S. 390.

Als zu diesem Formenkreis gehörend ist nach seinem äußeren Habitus vielleicht ein aus drei niedrigen, langsam anwachsenden Windungen bestehendes Fragment eines spitzturmförmigen Steinkerns anzusehen. Die Flanke ist ganz flach und stumpfkantig begrenzt, im unteren Teil etwas konkav. Am nächsten kommt das Stück wohl *T. triadicus* Kittl sp. (Häberle, Predazzo S. 397), doch läßt sich die Beschaffenheit der Spindel nicht feststellen; vielleicht handelt es sich auch um eine der Gattung *Spirostylus* oder *Omphaloptycha* angehörende Form.

Euchrysalis Laube sp.

Literatur bei Kittl, St. Cassian, III., S. 203, und Häberle, Predazzo S. 509.

In diesen Formenkreis dürfte ein zierlicher, etwa 5 mm großer, etwas pupoider Steinkern mit langsam anwachsenden und auf der Flanke abgeflachten Windungen gehören, dessen letzter Umgang etwas in axialer Richtung hinabgezogen und verschmälert ist. Die Beschaffenheit der Spindel läßt sich nicht feststellen.

Am nächsten steht das Stück wohl *E. fusiformis* Mstr. sp. (Kittl, St. Cassian, III., 1894, S. 204, Taf. VI, Abb. 23—24, 26—28 u. 54), doch bietet es für eine Identifizierung nicht genügend charakteristische Merkmale.

II. Eine Fauna aus der Oberen Trias von Valldeneu.

Außer der oben beschriebenen Fauna hat mir Herr Almera eine Suite von Fossilien aus dem Keuper von Valldeneu zugesandt. Die Fauna stammt aus Mergelkalken und ist nur zum Teil gut erhalten. Als interessantester Vertreter ist *Myophoria Goldfussi* v. Alb. zu nennen, die mir in vielen Exemplaren vorliegt. Die Form entspricht vollkommen der deutschen Art. Daneben tritt noch

eine gestreifte *Gervilleia* auf, die jedenfalls mit *Gervilleia substriata* CREDN. identisch ist. Einzelne Stücke zeigen jenen oft messerscharfen Rückenabbruch, den auch ZELLER[10]) an deutschen Exemplaren beobachtet hat. Diese Formen, die in Deutschland für den Grenzdolomit charakteristisch sind, würden als var. *lineata* GOLDF. zu bezeichnen sein. Da auch *Myophoria Goldfussi* in dem gleichen Niveau auftritt, so dürfte die spanische Fauna ungefähr mit unserer Lettenkohle gleichaltrig sein.

[Manuskript eingegangen am 27. Februar 1914. Die Veröffentlichung erlitt durch den Krieg erhebliche Verzögerung.
Die Redaktion. R. BÄRTLING.]

---

12. Untersuchungen über die Entwicklung der Lobenlinie von *Leioceras opalinum* REIN.

Von Fräulein TH. HOYERMANN.

(Mit 6 Textfiguren.)

Die Embryonalkammer hat eine quer spindelförmige Gestalt mit einer Breite von etwa 1,05 mm und einer Höhe von etwa 0,84 mm. Die Siphonalröhre hat an ihrem Anfange eine länglich runde Anschwellung. Der Prosipho ist sehr

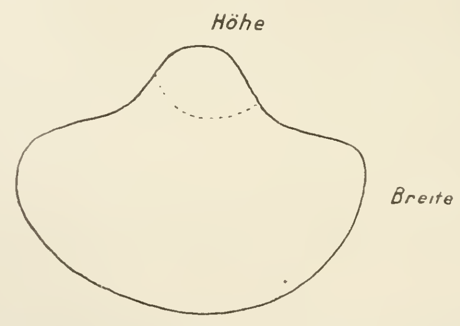


Fig. 1. Embryonalkammer von *Leioceras opalin m* REIN.

kurz. Die Anfangskammer nimmt annähernd ⅔ der ersten Windung des Gehäuses ein. Die zwei ersten Windungen, an deren Ende eine kräftige Einschnürung zu beobachten ist, sind kugelig aufgebläht und ohne Skulptur. Auf der 3. Win-

---

10) Neues Jahrb. f. Min. Beil. **25**, 1908, S. 73, Taf. 1, Fig. 3.

dung zeigt sich eine feine Streifung des Gehäuses auf den Flanken und der Externseite, sowie schwache, wulstartige Erhebungen auf der Mitte der Flanken. Die Streifung gleicht derjenigen, die an gleich großen Gehäusen von *Ammonites*

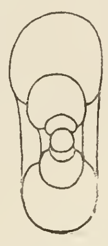


Fig. 2. Querschnitt von *Leioceras opalinum* REIN. Durchmesser 5 mm.



Fig. 3. *Leioceras opalinum* REIN. Durchmesser 1,5 mm.

Romani OPP.[1]) beobachtet wurde. Streifung und Wülste verschwinden am Anfang der 4. Windung wieder; das Gehäuse ist wieder glatt, bis auf der 5. Windung als endgültige Skulptur sichelförmig geschwungene Rippen erscheinen. Erst bei einem Durchmesser von etwa 5 mm beginnt die Höhe der Windungen deren Breite an Ausmaß zu übertreffen.

Entwicklung der Lobenlinie. Die erste Lobenlinie besteht aus einem hohen Außensattel, einem gerundeten Laterallobus, einem sehr flachen, breiten Innensattel und einem flachen Internlobus. Ihre Formel ist:

L_I J (6 Elemente)[2])

Die zweite Lobenlinie zeigt diese Elemente vermehrt durch einen sehr flachen, breiten Externlobus und den 1. Umschlaglobus (U_I), der dicht unter der Naht liegt. Die Formel dieser Lobenlinie ist:

E L_I U_I J (12 Elemente)

Auf der dritten Lobenlinie ist der Externlobus schon bedeutend vertieft und wird durch einen mäßig hohen Mediansattel geteilt. Der Laterallobus ist etwa halb so tief wie der Externlobus. Die Formel ist:

M E L_I U_I J (13 Elemente)

Die vierte Lobenlinie zeigt den 2. Umschlaglobus (U_{II}) dicht über der Naht. Da derselbe durch Spaltung des ventral-

[1]) TH. HOYERMANN: Über *Dorsetensia* BUCKMAN und *Ammonites Romani* OPP., Dissertation p. 54.
[2]) Siehe [1]), p. 20, Anm.

wärts vom jüngsten Lobus (U_I) gelegenen Sattels entstand, bezeichnen wir die Sattelspaltung als eine ventropartite. Während eines ganzen Umganges wächst jetzt das Gehäuse,

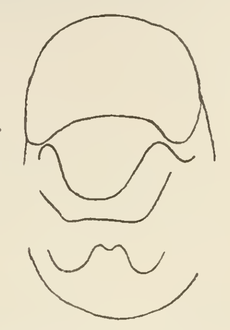


Fig. 4. Embryonalkammer und ein Umgang von *Leioceras opalinum* Rein.

ohne daß den Elementen der Lobenlinie neue hinzugefügt werden. Die Formel der Lobenlinie ist jetzt:

$$M\ E\ L_I\ U_{II}\quad U_I\ J\ (17\ \text{Elemente})$$

Auf der 2. Hälfte der 2. Windung (F_7)[3]) erscheint der 3. Umschlaglobus (U_{III}) auf der Naht. U_{III} entstand durch Spaltung des dorsalwärts vom jüngsten Lobus (U_{II}) gelegenen Sattels. Die Formel ist:

$$M\ E\ L_I\ U_{II}\ U_{III}\quad U_I\ J\ (21\ \text{Elemente})$$

F_{10} zeigt U_{III} auf der Außenseite. F_{13} läßt den 4. Umschlaglobus (U_{IV}) auf der Naht erkennen. Derselbe entstand wie U_{III} durch Spaltung des dorsalwärts vom jüngsten Lobus gelegenen Sattels. U_{IV} nimmt den Platz des 2. inneren Seitenlobus ein, und wir haben die Formel:

$$M\ E\ L_I\ U_{II}\ U_{III}\quad U_{IV}\ U_I\ J\ (25\ \text{Elemente})$$

Auf der Mitte der 4. Windung (F_{14}—$_{15}$) wurde als erste Differenzierung der Lobenlinie ein Einschnitt in der Mitte des Externsattels beobachtet. Die Differenzierung der Lobenlinie geht weiterhin so vor sich, daß entweder nur der Sattel L—U_{II} einen Medianeinschnitt erhält, bevor eine seitliche

[3]) Die Gehäuse wurden zum Zwecke der Untersuchung durch eine Anzahl radialer Ebenen derart zerlegt, daß jede Windung in 4 Kreisausschnitte zerfiel. Der Anfang der 1. Windung wurde auf den tiefsten Punkt des auf der ersten Sutur vorhandenen Internlobus gelegt.

Abflachung des Laterallobus erfolgt oder aber die Sättel U_{II}—U_{III}, U_{III}—U_{V} werden auch noch mit einem Medianeinschnitt versehen, bevor eine seitliche Abflachung des Laterallobus zu bemerken ist. Der zweite Fall war weniger häufig zu beobachten als der erste.

F_{15} zeigt über der Naht einen neuen Lobus, U_{V}. Das Gehäuse hat nun einen Durchmesser von etwa 3,5 mm. Die Breite der Windungen ist immer noch größer als ihre Höhe. Die Formel der Lobenlinie lautet jetzt:

M E L_{I} U_{II} U_{III} U_{V} U_{IV} U_{I} J (29 Elemente)

Bei einem Durchmesser von etwa 4 mm wurde U_{VI} als 3. innerer Seitenlobus beobachtet, so daß die Formel lautet:

M E L_{I} U_{II} U_{III} U_{V} U_{VI} U_{IV} U_{I} J (33 Elemente)

Aus Vorstehendem geht hervor, daß die Sattelspaltung als eine ventropartite beginnt, bei der Anlage von U_{III} und U_{IV} dorsopartit ist und dann in eine alternierende übergeht.

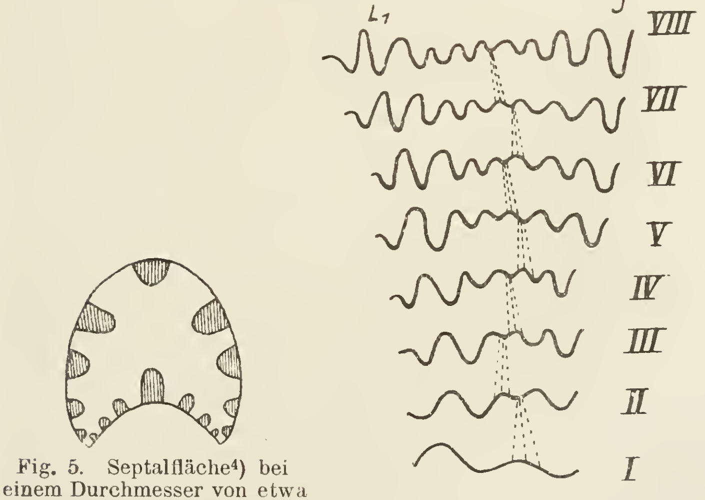


Fig. 5. Septalfläche[4]) bei einem Durchmesser von etwa 4 mm.

Fig. 6. Schema der Lobenanlage.

Leioceras opalinum Rein.

Es wurde noch die Anlage der Loben U_{VII-X} festgestellt. Bei einem Gehäusedurchmesser von etwa 13 mm lag U_{X} auf der Naht. Die Differenzierung der Lobenlinie ging hier bis zum Sattel U_{III}—U_{V}.

---

[4]) Die linke Seite ist nach der rechten ergänzt.

Wie schon andererorts[5]) bemerkt wurde, geben die Bedingungen, unter denen die Gehäuse von *Leioceras opalinum* REIN und *Ammonites Romani* OPP. wachsen, Veranlassung, die beiden Formen als eng verwandt zu betrachten. Es bedarf aber noch der Untersuchung einer größeren Anzahl nahestehender Formen, um an Hand einer breiteren Unterlage von Tatsachenmaterial ihre Stellung zueinander festlegen zu können.

Tübingen, Geologisches Institut, Februar 1918.

13. Beiträge zur Kriegsgeologie.

Von Herrn PAUL RANGE.

Principo, Januar 1919,
eingegangen den 8. Juli 1919.

Wie so vielen anderen Gebieten der Wissenschaft hat der Weltkrieg auch der Geologie neue Bahnen gewiesen und ihren Jüngern neue Betätigungsfelder eröffnet. Während vor 1914 wohl kaum jemand[1]) ernsthaft daran dachte, Geologen als Berater in militärischen Fragen heranzuziehen, hat der Krieg einwandfrei bewiesen, daß auch diese Wissenschaft dem Feldherrn wertvolle Dienste leisten kann. Der Laie — und dazu rechne ich auch den Generalstabsoffizier — macht sich oft eine falsche Vorstellung von der Tätigkeit eines Geologen. Einerseits spannt er seine Forderungen zu hoch und erwartet mancherlei Unmögliches von dessen Tätigkeit, andererseits zieht er ihn bei Fragen, wo er helfen könnte, oftmals nicht zu Rate. Der Kriegsgeologe ist in erster Linie dazu berufen, den Heerführer in allen die Wasserbeschaffung und Wassererschließung betreffenden Fragen zu beraten. Daneben wird man ihn auch über Beschaffenheit der Wege, Gangbarkeit des Geländes, Beschaffung von Kalk und Schotter, Steinmaterial für Bauten und ähnliches befragen. Auch die Brennstoffbeschaffung kann in seinen Bereich fallen, wenn Braunkohlengruben oder Torfmoore im Operationsgebiet vorhanden sind. Handelt es sich bei den Fragen der Brennstoffbeschaffung um berg-

[5]) Siehe [1]), p. 61.

[1]) Meines Wissens hat nur W. KRANZ schon vorher die Notwendigkeit der Militärgeologie betont. „Kriegstechnische Zeitschrift“, 1913, Heft 10.

männische Arbeiten, so wird der Geologe einen geeigneten Offizier, der im Privatberuf Bergmann ist, anfordern müssen, um sich nicht zu sehr zu zersplittern. Besonders im Stellungskrieg, in dem die Heere oft monatelang auf einen begrenzten Raum angewiesen sind und sich daher die natürlichen Hilfsmittel intensiv nutzbar machen müssen, wird die Befriedigung solcher Bedürfnisse der Truppe erhöhte Bedeutung erlangen.

Aus diesen Erwägungen geht hervor, daß die Tätigkeit des Kriegsgeologen in erster Linie eine beratende ist. Er wird daher den höheren Stäben zuzuteilen sein. Ob man schon der Division einen Geologen zuteilen kann, wird von der verfügbaren Menge geeigneter Kräfte abhängen. Zu jeder Armee gehört jedenfalls ein beratender Geologe.

Aus den geschilderten Aufgaben des Geologen ergibt sich, daß er über umfassende Kenntnisse und Erfahrungen verfügen muß. Er muß nicht nur körperlich sehr leistungsfähig sein, sondern auch mit Geschick und Verständnis auf die ihm von der Führung gestellten, nicht immer einfach zu beantwortenden Fragen eingehen können. Man sollte daher nicht, wie das im Kriege mehrfach geschehen ist, junge Leute, die ihr Studium noch nicht absolviert haben und über gar keine oder ganz geringe Felderfahrung verfügen, in solche Stellen bringen. Sie schädigen nur das Ansehen des Geologen und machen die höhere Führung mißtrauisch und zweifelhaft, ob eine derartige Einrichtung überhaupt von Wert sei. Sie eignen sich bestenfalls als Hilfskräfte unter einem älteren Herrn ihres Fachs. Die Angliederung der Kriegsgeologen an die Vermessungsabteilungen scheint mir gleichfalls nicht zweckmäßig, da die Aufgaben beider Dienstzweige zu sehr auseinandergehen. Sie ist nur da am Platz, wo die Vermessungsabteilungen in weniger kultivierten Ländern arbeiten. Doch gehört dann außerdem ein beratender Geologe zum Stabe des Oberbefehlshabers. Analog arbeiten ja in den noch unerschlossenen Gebieten der Vereinigten Staaten Geologie und Vermessungskunde Hand in Hand. Eine Angliederung des Geologen an den Hygieniker oder den Korps- und Armeearzt ist auch nicht zu empfehlen. Beider Arbeiten berühren sich in Wasserversorgungsfragen vielfach, so daß der Hygieniker gern das Gutachten des Geologen in Anspruch nehmen wird, aber in anderen Fragen sind die Arbeitsgebiete doch zu sehr verschieden, um eine etwaige Unterstellung zu rechtfertigen. Es wird dadurch

immer ein Teil der geologischen Aufgaben leiden. Am zweckmäßigsten wird es sein, den Kriegsgeologen als Berater bei einem höheren Stabe selbständig zu verwenden und ihm die gegebenenfalls vorhandenen jüngeren Kollegen bei den Divisionen zu unterstellen. Eine Angliederung an I A, I B oder O. Q., im Stellungskrieg auch an den Kommandeur der Pioniere, ist am günstigsten. Zweckmäßig wird es sein, ihm die Bohrkommandos, falls solche den Armeen beigegeben werden, zu unterstellen. Das Ansetzen der Bohrpunkte für die Bohrungen ist stets eine geologische Aufgabe, dazu muß er allerdings über die nötige technische Erfahrung verfügen. Aus diesen Erwägungen geht hervor daß man am vorteilhaftesten solche Herren als Kriegsgeologen verwendet, die Reserveoffiziere sind.

Die Geologen der geologischen Landesanstalten eignen sich am besten für Kriegsgeologenstellen, da sie schon durch ihren Friedensberuf auf Beantwortung praktischer Fragen hingewiesen sind. Als Dirigent für sämtliche Kriegsgeologen muß ein Fachvertreter im Großen Hauptquartier vorhanden sein, der im wesentlichen die Personalfragen zu bearbeiten hat und dem die einzelnen Herren nach ihren Kenntnissen und besonderen Befähigungen möglichst bekannt sein sollten. und ebenso ein Vertreter beim stellvertretenden Kriegsministerium, der besonders die Kartenbeschaffung und evtl. Materialbesorgungen zu dirigieren hat.

Es erübrigt sich noch, die Organisation in der Heimat, die mit der im Felde Hand in Hand arbeiten muß, zu skizzieren. In den größeren Staaten des Deutschen Reichs bestehen geologische Landesanstalten, die über einen Stab geschulter Feldgeologen verfügen, welche nach ihrer Vorbildung die geeignetsten Herren für die Feldstellen sind, (im ganzen etwa 100). Größtenteils sind diese Herren, soweit sie Offiziere waren, nicht in Geologenstellen verwandt worden, und man hat daher später, als ein Teil derselben gefallen oder an anderer Stelle unentbehrlich geworden war, auf andere, nicht gediente Kräfte zurückgreifen müssen. Zweckmäßiger würde es sein, die Herren schon im Mobilmachungsbefehl für Feldstellen vorzusehen und bereits im Frieden durch geeignete Kurse auf ihre Tätigkeit im Felde vorzubereiten, unter steter Betonung des Grundsatzes, daß im Kriege nur Einfaches Erfolg verspricht, und daß stets schnelle Beantwortung der gestellten Fragen gefordert werden muß. Die geologischen Landesanstalten sind außerdem in erster Linie dazu berufen, schon im Frieden

das nötige geologische Kartenmaterial bereitzulegen, an dem es im Felde vielfach gemangelt hat. Zu diesem Zweck müssen die Direktoren der Anstalten mit dem Kriegsministerium rechtzeitig in Verhandlungen treten. Denn einen Geologen in sein Arbeitsgebiet ohne die vorhandenen geologischen Karten zu schicken, ist etwa dasselbe, als wenn man einen Truppenarzt ohne Ausrüstung ins Feld schickt. Diejenigen Herren, welche sich früher weniger mit Wasserbeschaffungs- und Erschließungsfragen befaßt haben, werden gut tun, sich rechtzeitig damit vertraut zu machen. Kenntnis des Militärbohrgeräts muß unter allen Umständen gefordert werden, da es das einzige Gerät ist, mit dem die Pioniere und Eisenbahnkompagnien eingearbeitet sind. Der Geologe muß soviel vom Gerät verstehen, daß er die einzelnen Bohrtrupps in der Wasserbohrmethode beraten und ihnen aufgeben kann, wie weit sie verrohren müssen u. dgl. m. Ferner muß er eingehende Kenntnisse der einzelnen Wasserhebevorrichtungen besitzen. Er muß die verschiedenen Pumpensysteme kennen, muß ihre Leistungsfähigkeit beurteilen können und sollte auch in der Lage sein, sachgemäße Anforderungen selbst aufzustellen bzw. aufgestellte zu beurteilen. Fehlen ihm diese unerläßlichen Detailkenntnisse, so wird er den Truppenführer nur mit so allgemeinen Ratschlägen unterstützen, daß derselbe mit Recht fragt, warum er sich dazu einen Fachmann halten soll.

Bei Skizzierung der Aufgaben des Geologen im Kriege sollen hier nur allgemeine Richtlinien gegeben werden. Speziellere, teilweise von der meinigen abweichende Auffassungen finden sich in der angezogenen Literatur.[2])

Wir teilen die Aufgaben des Geologen nach der Art der Kriegführung wie folgt:

A. Auf europäischen Kriegsschauplätzen:

I. Bewegungskrieg: 1. In der Ebene,
2. Im Gebirge.

II. Stellungskrieg: 1. In der Ebene,
2. Im Gebirge.

---

[2]) Am wichtigsten sind: Kranz, Geologie und Hygiene im Stellungskrieg. „Centralblatt f. Min. usw.“ und spätere Arbeiten desselben Verfassers, 1916. Bärtling: Grundzüge der Kriegsgeologie. Diese Zeitschrift, 1916, S. *70—85*. Keilhack: Kap. 72, Kriegs- oder Militärgeologie, aus seinem Lehrbuch der praktischen Geologie, III. Aufl., 1916.

B. Auf primitiven Kriegsschauplätzen.
(Unterabteilungen wie oben.)

A. I. 1.

Der Bewegungskrieg mit seinen rasch wechselnden Bildern bietet kein günstiges Arbeitsfeld für den Kriegsgeologen. Die Truppenverschiebungen gehen meist so schnell vor sich, daß er sich auf Beratung in Wasserversorgungsfragen wird beschränken müssen. Bei der Wasserversorgung einer Truppe handelt es sich um zweierlei: einmal um die Versorgung aus vorhandenen Anlagen, dann um Erstellung neuer. Nur das erstere kommt in Frage. Der Geologe muß in wenigen Stunden, oft auf rascher Autofahrt, ein zuverlässiges Bild der vorhandenen Wasserversorgungsmöglichkeiten (Brunnen, Leitungsnetze, Bäche, Flüsse, Seen usw.) gewinnen können. Dabei ist von ausschlaggebender Bedeutung, daß er sich über die Leistungsfähigkeit der vorhandenen Wasserhebevorrichtungen sofort klar ist und genau angeben kann, wieviel Stundenleistung sie haben. Ein Lot zum Messen der Tiefe der Brunnen sollte stets mitgenommen werden. Beim Rückmarsch werden vom weichenden Gegner sehr häufig die Wasserleitungen in größeren Ortschaften zerstört sein. Da muß dann auf die meist vorhandenen, aber wenig benutzten Brunnen aus früherer Zeit zurückgegriffen werden. Die hygienischen Grundsätze müssen dem Geologen bekannt sein, damit er die Truppenärzte beraten und notwendige Maßnahmen durch dieselben veranlassen kann. Es genügt nicht, daß er angibt, da und da ist Wasser vorhanden, er muß angeben können: an dem und dem Ort können in der und der Zeit so und soviel Tiere und Menschen getränkt werden. Die Länge der vorhandenen Tränkeinrichtung für Tiere ist stets zu notieren, ebenso die Anzahl vorhandener Schöpfstellen, damit beim Übergang zur Ruhe den Truppen möglichst bequem liegende Wasserentnahmestellen zugewiesen werden können. Auf die Mitnahme von Pumpen bei der kleinen Bagage ist der Truppenführer in wasserarmen Gebieten hinzuweisen. Kleine Flügelpumpen mit Saug- und Druckschlauch werden oft schon gute Dienste tun. Einige größere Saug- und Druckpumpen sind sehr empfehlenswert. Auf Einbau der Pumpen in Brunnen bei Wassertiefe von über 8 m unter Terrain ist Bedacht zu nehmen, wenn keine Tiefenbrunnenpumpen mit Arbeitszylinder zur Verfügung stehen. Bei Ansammlung größerer Truppenmengen wird bei tiefen Brunnen Motor-

betrieb kaum entbehrt werden können und kann bei praktischer Vorbereitung des nötigen Materials auch in wenigen Stunden erfolgen. Ob und wo Wasser vorhanden ist, wird der Geologe aus den geologischen Spezialkarten besser entnehmen können, als aus den topographischen Karten, die in dieser Beziehung häufig Lücken aufweisen. Befragen der Landeseinwohner ist ein wichtiges Hilfsmittel, wobei man gelegentlich zu Zwangsmaßnahmen greifen muß, falls die Angaben nicht anders zu erhalten sind. Dem Geologen müssen die für die Truppen benötigten Wassermengen genau bekannt sein. Folgende Tabelle diene als Anhaltspunkt:

Der einzelne Mann braucht:

zur einmaligen Stillung des Durstes nach größeren Märschen . . . . 2 l
für ein Nachtquartier für Abend und Morgen mit Essenbereitung mindestens . . . . . . 5 l
ganzer Tagesbedarf mindestens . . . . 10 l

Diese Mengen lassen sich im Notfall auf die Hälfte beschränken, doch wird das stets als Übelstand empfunden werden.

Ein Pferd säuft:

nach langen Märschen . . . . 20 l
bei mehrmaligem Tränken jedesmal . . . . . 5—10 l
Tagesbedarf im Sommer . . . . 30 l

Ein Ochse säuft:

nach längerem Marsch . . . . 40 l
bei zweimaligem Tränken am Tage . . . . . 20 l
Tagesbedarf im Sommer . . . . 40 l

Ein Esel:

nach langem Marsch . . . . 15 l
bei mehrmaligem Tränken jedesmal . . . . . 5 l
Tagesbedarf im Sommer . . . . 15—20 l

Kleinvieh:

nach längerem Treiben . . . . 5 l
bei mehrmaligem Tränken jedesmal . . . . . 2 l
Tagesbedarf im Sommer . . . . 5—8 l

Maultiere brauchen etwa die gleichen Mengen wie ein Pferd, können aber meist länger Durst ertragen.

An den Tränken nehmen 3 Pferde mindestens 2 m Raum ein; ein Ochse 1 m. Zum Satttränken muß den Tieren etwa 10 Minuten Zeit gelassen werden.

Lastautos brauchen zur Füllung ihrer Wassertanks etwa 50 l, Personenautos 20—40 l, Lokomotiven, je nach Größe der Kessel und Tender, 10—20 cbm. Ein Fesselballon zur Gasbereitung täglich 40 cbm; eine Bäckereikolonne zum Brotbacken 2—4 cbm.

Für einen Truppenverbandplatz, Krankensammelstelle, Feldlazarett, Ortslazarett werden stets größere Wassermengen benötigt. Der voraussichtliche Bedarf ist von dem leitenden Arzt zu erfragen. Möglichst vom Feinde uneingesehene Entnahme ist hier vor allem nötig.

Alle Angaben über vorhandene Wassermengen müssen schnell gemacht werden können, und es gehört eine große Arbeitsfreudigkeit dazu, nach langem Marsch sich da sofort an die Erkundungen zu machen. Schnelligkeit ist aber unerläßlich.

A. I. 2.

Im Gebirge sind die Aufgaben analog, nur wird es sich hier häufiger um Beurteilung des Schüttungsvermögens vorhandener Quellen handeln, dessen Bestimmung nicht immer leicht ist. Auch hierüber muß der Geologe bereits im Frieden ausgiebige Erfahrung gesammelt haben. Die Verunreinigung der Wasserentnahmestellen aus Bächen ist bei dem schnellen Abfluß weniger zu befürchten, als in der Ebene, bei gefaßten Quellen muß aber darauf sehr geachtet werden. Bisweilen werden schon im Bewegungskrieg vom Truppenführer Fragen über Gesteinsbeschaffenheit, Möglichkeit von Sprengungen, ob sich das Gestein mit der Picke bearbeiten läßt u. dgl. m. gestellt werden, über die man sich häufig schon vorher durch Kartenstudien orientieren kann.

A. II. 1.

Der Stellungskrieg bietet dem Kriegsgeologen ein wesentlich größeres Arbeitsfeld. Zwar wird auch hier die Wasserbeschaffung für die Truppen der vordersten Linie und der rückwärtigen Verbindungen die Hauptaufgabe sein, aber es werden auch andere geologische Fragen beantwortet werden müssen. Man wird nicht immer mit den vorhandenen Wasservorräten auskommen können, sondern neue Entnahmestellen erschließen müssen. Als wichtigsten Grund-

satz sollte man aber auch hier beachten, daß zunächst stets das vorhandene festgestellt und verbessert wird, ehe man an die Erschließung neuer Vorräte geht. Eine Verbesserung der vorhandenen Wasseranlagen durch Einbau leistungsfähiger Pumpwerke geht stets wesentlich schneller, als das Stoßen von Bohrungen oder das Graben von Schachtbrunnen, die dann außerdem noch mit Holz oder Wellblech ausgebaut werden müssen. Man sei sich von vornherein darüber klar, in welcher Tiefe das Wasser zu erwarten ist. Rechnet man mit größeren Tiefen als 6 oder höchstens 10 m, so wird man stets zu einem Bohrbrunnen raten. Bis 30 oder 40 m arbeitet das Pionierbohrzeug recht gut. Nur sei man auch da vorsichtig in der Annahme des Termins der Fertigstellung. Denn alle technischen Neuanlagen brauchen Zeit. Gerade beim Stoßen von Bohrlöchern wird man mit übermäßigem Drängen auf Beschleunigung der Arbeit oft unerwünschte Mißerfolge erleben. Man mache den Truppenführer von vornherein darauf aufmerksam, daß eine Wasserbohrung keine einfache technische Arbeit ist, zumal wenn das zu durchteufende Gebirge unbekannt oder gar als schwierig bekannt ist. Fast stets wird mit Tag- und Nachtschicht gearbeitet werden müssen. Beleuchtung für die Nacht ist rechtzeitig vorzusehen. In nicht zu schwierigem Gebirge muß ein Bohrfortschritt von etwa 6 m bis zur Tiefe von 20 m bei 24 stündiger Arbeitszeit gefordert werden. Danach wird man mit etwa 3—4 m Tagesfortschritt bis etwa 40 m rechnen können. Größere Tiefen werden auf europäischen Kriegsschauplätzen in der Regel nicht notwendig sein. Sollte dieser Fall doch eintreten, so muß ein für solche Tiefen eingerichtetes, maschinell angetriebenes Bohrzeug von einer leistungsfähigen Bohrfirma angefordert werden, dieselbe muß aber eingearbeitetes Personal mitsenden. Es gibt manche Gebiete, in denen regional tiefliegende Grundwasserhorizonte vorhanden sind, die soviel Auftrieb besitzen, daß das Wasser in erreichbare Höhe unter der Erdoberfläche nachsteigt oder gar überfließt. Solche artesischen Brunnen werden mit Recht immer als großer Erfolg angesehen, doch sorge man beizeiten für Abschluß des Bohrlochs, damit man die Geister, die man rief, auch in seiner Gewalt behält. Genaues Studium geologischer Detailkarten ist vor Ansetzen neuer Bohrungen durchaus nötig, dazu praktischer Blick und Erfahrung. Wer sich viel mit diesen Fragen beschäftigt, wird bald eine große Sicherheit im Ansetzen neuer Bohrstellen besitzen,

und die Erfolge werden nicht ausbleiben. Häufig wird der Kriegsgeologe auch mit der Wünschelrute zusammen arbeiten müssen. Viele höhere Offiziere glauben an dieses Wunder instrument, und man tut gut, mit seinem vielleicht abweichenden Urteil zurückzuhalten. Probieren geht auch hier über Studieren, und man wird durch aufmerksames Beobachten und Registrieren der auf Ausschlagen der Wünschelrute angesetzten Bohrungen vielleicht zur Lösung des ganzen Problems beitragen können. Ein bloßes Negieren einer zunächst unerklärten Erscheinung ist einer empirischen Wissenschaft unwürdig.

Deckung gegen Fliegersicht und Artilleriefeuer ist bei Neuanlagen von Brunnen zu beachten. Truppenanhäufungen sind durch Verteilen der Wasserentnahme auf verschiedene Stunden, auch nachts, zu vermeiden. Die Pumpenanlagen und das Motorhaus selbst lege man möglichst einige hundert Meter entfernt von der Entnahmestelle an, die man gedeckt anbringt und zu der man das Wasser durch Rohrleitungen hinführt. Ganz wird man dem Flieger die Anlagen meist nicht verbergen können, da die vielen Zuwegungen stets andeuten, wo das Wasser entnommen wird, zumal wenn nur wenige Anlagen vorhanden sind. Durch gelegentliches Überfliegen der eigenen Anlagen kann man aber häufig sehen, wie Abhilfe zu schaffen ist.

Neben der Wasserbeschaffung wird auf europäischen Kriegsschauplätzen auch die Entwässerung wichtig sein. Gebiete mit nahem Grundwasser sind aus geologischen Karten meist kenntlich. Man warne da vor Anlage tiefer Schützengräben und Unterstände. Es läßt sich oft durch geringe seitliche Verschiebung der Anlage viel erreichen. In höher gelegenem Gelände prüfe man, ob nicht durchlässige Schichten in erreichbarer Tiefe unter der Oberfläche liegen, in welche durch Senkschächte die Abwässer der Schützengräben abgeleitet werden können. Man vermeidet dadurch das lästige Auspumpen der Schützengräben. Die Benutzung von Erdbohrern von 1—2 m Länge ist für solche Untersuchungen wichtig. Sie sind sowohl für den Nachweis nahen Grundwassers, wie für die Prüfung der Gesteinsbeschaffenheit ein wertvolles Hilfsmittel. Es lassen sich auch solche Bohrer bis 3 m und 4 m Länge ohne Schwierigkeit in nicht zu festem Gebirge verwenden.

Daneben wird Beschaffung von Kies und Schotter für Betonbauten, Straßendämme u. dgl. vielfach verlangt werden.

Der Geologe muß über die Verwendbarkeit der verschiedenen Eruptivgesteine und Sedimente zu diesem Zweck vertraut sein, muß auch wissen, welche Arten Kies und Sand am geeignetsten zur Mischung mit Zement sind, um vor Fehlern warnen zu können. Auch bei Anlage von Unterständen für Munitionsdepots wird man seinen Rat gebrauchen. Bei größeren Tiefen ist hier zu beachten, ob Grund- oder Spaltwasserzutritt zu erwarten steht. Man soll auch über die Wirkung der einzelnen Sprengmittel auf die verschiedenen Gesteine (spröde, zähe usw.) unterrichtet sein, um gegebenenfalls raten zu können. Liegt die Truppe lange Zeit im Stellungskrieg, so nähern sich die Aufgaben des Kriegsgeologen denen des Feldgeologen im Frieden. Er wird versuchen, alle Vorteile, die aus geologischer Kenntnis gezogen werden können, der Armee nutzbar zu machen. Man wird dann auch an Schaffung von Grundwasserkarten, Karten der Verbreitung von Lehm- und Sandgelände, Felsboden u. dgl. gehen; nur sei man sich immer bewußt, daß gelehrtes Beiwerk für praktische Zwecke vom Übel ist. Es ist nicht nötig, von obermiocänem Meeressand zu sprechen. Die Angabe scharfer Quarzsand genügt vollkommen.

A. II. 2.

Der Stellungskrieg im Gebirge wird sich auch in der Hauptsache mit Wasserversorgungsfragen zu beschäftigen haben. Häufig sind gewisse Hänge, die aus durchlässigem Gestein gebildet werden, oder ungünstiges Schichtenfallen zeigen, ganz wasserarm und dasselbe ist nur durch Transport heranzuschaffen. Oft sind aber auch Quellhorizonte weithin an den Hängen zu verfolgen und können leicht erschlossen werden. Gipfellagen oder Kämme sind stets ungünstig. Bisweilen kann man durch künstliche Sammelbehälter helfen, da die Niederschläge im Gebirge häufiger sind, während die Truppenbesetzung meist schwach ist. Bei Wasserversorgung aus Quellen wird es oft nötig sein, das Wasser einige hundert Meter abzuleiten, um die Entnahmestellen der Sicht des Feindes zu entziehen. Auf Mitnahme der nötigen Rohre (zweizöllige genügen fast stets) lasse man rechtzeitig Bedacht nehmen. Wasserbohrungen werden im Gebirge kaum in Frage kommen. Die Untersuchung der verschiedenen Gesteine für Anlage von Unterständen, die Gefahr von Rutschungen bei lehmigen und tonigen Hängen wird untersucht werden müssen. Auch

auf Gebieten mit häufigem Steinschlag achte man in höheren Teilen des Gebirges.

B.

Unter primitiven Ländern verstehe ich die Kriegsschauplätze im Südosten Europas, sowie in allen außereuropäischen Ländern. Wer hier als Kriegsgeologe Nützliches leisten will, muß vor allem ein guter Reiter sein. Man muß die Fähigkeit haben, tagelang im Sattel zu sitzen und doch arbeitsfreudig zu bleiben. Eine zähe Gesundheit ist unbedingt erforderlich. Herren über 45 Jahre, die nie im Ausland waren, gewöhnen sich nur noch schwer an Schwierigkeiten ausländischer Expeditionen. Bei kriegerischen Unternehmungen in unbekannten Ländern wird der Geologe oft der einzige Vertreter der exakten Naturwissenschaften im Stabe des Heerführers sein. Er besorge sich daher rechtzeitig auch die nötige geographische Literatur über die einschlägigen Gebiete, um auch in der Beziehung Auskunft geben zu können. Daß er sich etwa vorhandenes geologisches Material vollständig beschafft, setze ich als selbstverständlich voraus. Für Expeditionen nach Übersee muß der Kriegsgeologe befähigt sein, kartographisch zu arbeiten; zum mindesten sollte er gute Routenaufnahmen herstellen können. Die eigentlichen Fachaufgaben gehen über die auf europäischen Kriegsschauplätzen oft wesentlich hinaus. Im Vordergrund wird auch hier stets die Wasserbeschaffung stehen. Häufig wird eine lange Etappenlinie erst mit Wasserstationen ausgebaut werden müssen. Es wird dazu auch umfangreicher Erkundungen bedürfen, zu denen man bei der Größe der Reisen oft andere Offiziere und geeignete Unteroffiziere heranziehen wird. Ein Schema der Wasserstellenbeschreibung, das sich für derartige Aufgaben bewährt hat, sei hier wiedergegeben:

Wasserstellenbeschreibung.

Ort: ....

Art der Wasserstelle: (Quelle, Brunnen, Bohrloch, Zisterne, Stauteich, Wasserloch, Grundwasser in einem Trockenflußbett) ....

Tiefe des Brunnens: (Bohrlochs) bis zum Wasser ...., Wasserstand ....

Fassungsvermögen der Zisterne (des Stauteichs)

Wasserförderungseinrichtung (Handpumpe, Motorpumpe usw.)

Tränkvorrichtung (Länge und Beschaffenheit der Tränktröge)

Ergiebigkeit der Wasserstelle (Schätzen nach der Zahl des getränkten Viehs, Befragen der Einwohner)

Bemerkungen: (Beschaffenheit des Wassers u. a.)

Man muß auf Mitnahme reichlicher Mittel zur Neuerschließung von Bohrbrunnen Bedacht nehmen. Etwa sechs gut besetzte und mit Reservematerial wohl ausgerüstete Bohrtrupps werden mindestens erforderlich sein, um an verschiedenen Stellen gleichzeitig beginnen zu können. Man warne beim Ansetzen von Bohrungen vor zu hoch gespannten Erwartungen. Es gibt in subtropischen Ländern mit geringen Niederschlägen weite Gebiete, wo kein Grundwasser vorhanden und wieder andere, wo das vorhandene salzig ist. Oft ist auch unter salzigem Oberflächenwasser ein tieferer Horizont mit gutem Wasser vorhanden. Bohrbrunnen haben neben ihrer schnelleren Fertigstellung vor Schachtbrunnen stets den Vorteil, daß sie hygienisch einwandfrei sind. Der Nachteil liegt darin, daß die Pumpen sorgfältig bedient werden müssen. Ohne europäisches Aufsichtspersonal wird man sie niemals lassen können. Zweckmäßig werden die Bohrtrupps dann zu einem Kommando unter einem geeigneten technischen Offizier vereinigt, und der Kriegsgeologe behält sich nur das Ansetzen der Bohrstellen nach dem Befehl der Truppenführung vor. Wasserhebevorrichtungen wird man möglichst verschieden mitnehmen; Handpumpen für geringere und größere Tiefen, Becherpumpen mit Göpelantrieb und vor allem Motorpumpenanlagen für Tiefen bis zu 100 m müssen vorgesehen werden. Zerlegbare Bassins zur Wasserspeicherung sind notwendig. Auch an Autos für den Transport von Wasser muß rechtzeitig gedacht werden. Diese technischen Hilfsmittel kann man im Lande in der Regel nicht erhalten. Man ist daher auf den oft lange dauernden Nachschub von der Heimat angewiesen. Man achte auch auf die Ein-

richtungen der Landesbewohner zur Wasserförderung. Oft können sie, wenn sie zerstört sind, wieder instandgesetzt werden. Die Wassermengen, welche die Truppe benötigt, entsprechen etwa den oben angegebenen, doch bedenke man, daß in heißen Ländern das Wasserbedürfnis noch größer ist. Vielfach sind die Zug- und Reittiere aber erzogen, daß sie nur einmal am Tage Wasser nehmen. Die Mengen, welche auf einmal gebraucht werden, sind dann wesentlich größer. Als Anhaltspunkt mag folgende Tabelle dienen:

Menschen täglich mindestens	5 l	
Pferde	30 l	bei einmaligem Tränken
Ochsen	40 l	bei einmaligem Tränken
Esel	20 l	bei einmaligem Tränken
Kleinvieh	5—8 l	bei einmaligem Tränken
Kamele	50 l	bei zweitägigem Tränken

Lastautos brauchen zur Füllung ihrer Tanks 50 l. Bei heißem Wetter ist schon nach fünf Stunden = 50 km Fahrt Neufüllung erforderlich.

Bei der Berechnung des Wasserquantums vergesse man nicht, daß primitive Völker weniger Disziplin besitzen als deutsche Soldaten, und daß bei Wassermangel viel leichter Panik eintritt, als in einem disziplinierten Heer. Der Mohammedaner geht von seinen religiösen Waschungen nur sehr ungern ab. Zubereitung von Speisen, z. B. von Reis, erfordert größere Wassermengen. Mit einem Tagesbedarf von 2 l pro Kopf kann man nur bei einer sehr gut trainierten Truppe auskommen. Dabei müssen dann noch Speisen mitgenommen werden, die kein Wasser zur Zubereitung erfordern. Wir haben afrikanische Expeditionen von mehreren Wochen mit diesem Quantum durchgeführt. Die Beschaffung von Wasser wird häufig durch Transporte nach den Stellen, wo keins vorhanden ist und nicht erschlossen werden kann, ergänzt werden müssen. Am schnellsten geht derselbe mit Wasserautos, wenn dieselben fahren können. Sonst werden Fässer oder Schläuche auf Packtieren verwandt. Die Gewohnheiten der Landeseinwohner geben da oft wertvolle Anhaltspunkte. Nur vergesse man nicht, daß eine Armee ganz andere Wassermengen benötigt, als eine kleine Friedenskarawane. Ein genaues Durchrechnen des gesamten Wasserbedarfs der Truppe ist bei Wüstenexpeditionen die Grundbedingung des Gelingens. Hier wird der Geologe zum wichtigsten Berater des Führers.

Auch in primitiven Ländern kann es zum Stellungskrieg kommen, wie die Erfahrungen des Weltkrieges gezeigt haben. Für diese gilt dann sinngemäß das oben Gesagte. Der Geologe wird in solchen Fällen zweckmäßig eine Wasserkarte für das betreffende Gelände fertigen. Häufiger als in Europa wird die Frage nach Beschaffung von Kalk zum Brennen, Schottermaterial für Wege, Baumaterialienprüfung, Brennstoffbeschaffung an den Geologen herantreten. Er ist dabei mehr als in aufgeschlossenen Ländern auf seine eigene Erfahrung angewiesen, da Steinbrüche, Kalkbrüche und Kiesgruben oft erst neu angelegt werden müssen. Wahl eines günstigen Zufuhr- und Abfuhrweges ist ein wichtiges Erfordernis.

Die Hilfsmittel, welche der Kriegsgeologe ins Feld nimmt, sollen einfach sein. Zur Feldausrüstung gehören ein guter Kompaß, eine gute Taschenuhr für Routenaufnahmen, ein Hammer, Salzsäureflasche zur Prüfung des Kalkgehalts, Handbohrer. Dazu das nötige Kartenmaterial, sowie Zeichenstifte und Zeichenpapier. Wenn der Geologe in qualitativer Wasseruntersuchung bewandert ist, wird sich die Mitnahme eines Reagenskastens empfehlen. Doch können die Untersuchungen meist durch den Korpsstabsapotheker oder eine Hilfskraft im Lazarett ausgeführt werden.

Die vorstehenden Ausführungen sind das Ergebnis einer mehr als vierjährigen Kriegstätigkeit, der ein achtjähriger Aufenthalt in den afrikanischen deutschen Kolonien voranging. Sie können naturgemäß nur Anhaltspunkte geben, und wenn sie zu weiteren Diskussionen Veranlassung bieten, ist ihr Zweck erfüllt.

---

14. Die Glassande von Hohenbocka und ihre Stellung im Miocän der Lausitz.

Von Herrn K. Keilhack.

Berlin-Wilmersdorf, den 5. November 1919.

Im Kreuzungspunkt der Eisenbahnen Falkenberg—Kohlfurt und Lübbenau—Kamenz liegt die Station Hohenbocka. Das gleichnamige Dorf mit seiner Gemarkung bildet den Mittelpunkt einer Industrie, die den Namen des kleinen Lausitzer

Dörfchens weithin bekannt gemacht hat. Hier wird nämlich in einer ganzen Anzahl von Gruben ein schneeweißer, zuckerkörniger, äußerst gleichmäßig gekörnter, glimmerfreier und nahezu ganz aus Quarz bestehender Sand gewonnen, der für die Herstellung völlig farbloser Gläser verwendet und zu diesem Zweck weithin nach Rußland, Polen, Ungarn und selbst über das Meer nach Nordamerika versandt wird. Sein Hauptwert liegt in der fast völligen Abwesenheit von Eisenverbindungen. Die Glassandgruben beginnen am südwestlichen Abhang des Koschenbergs, jener aus Kulmgrauwacke, Granit und Diabas aufgebauten Kuppe im südlichsten Teil der Provinz Brandenburg, und ziehen sich von dort in einem schmalen Streifen auf die obengenannte Bahnkreuzung zu, in deren vier Quadranten je eine Glassandgrube sich befindet. Aus der südwestlichen Richtung schwenkt der Glassandzug hier um nach WSW und läßt sich in dieser Richtung bis zum Dorf Guteborn verfolgen, so daß sich eine Gesamtlänge von 12 km ergibt. In diesem Teil des Zuges, in dem nur noch eine größere Glassandgrube liegt, wird seine Verfolgung erleichtert durch den Umstand, daß der Glassand vielfach durch ein kieseliges Bindemittel zu einem nicht sehr festen Quarzsandstein verkittet ist, der in kleinen Kuppen im Walde an die Oberfläche tritt und an manchen Stellen sogar klippenartig dem Boden entragt. In früheren Zeiten ist auf diesen Sandsteinen, die sich von den Knollensteinen der Halleschen Braunkohlenformation stark unterscheiden, sogar ein Steinbruchbetrieb von allerdings nur örtlicher Bedeutung umgegangen.

In allen älteren Aufschlüssen lagerte über dem Glassand unmittelbar Diluvium, und zwar ein wahrscheinlich der ersten Eiszeit angehörender, völlig entkalkter Geschiebelehm und über diesem Sande und Kiese mit Geröllen von überwiegend südlicher Herkunft. Sein Liegendes war nicht bekannt und seine stratigraphische Stellung im Niederlausitzer Miocän deshalb völlig unsicher. Erst in neuerer Zeit hat der Fortschritt der Aufschließung der Lausitzer Braunkohlen durch Bohrungen und Tagebau und die Verfolgung des Glassandes durch neue Aufschlüsse und Erweiterung der alten quer zum Streichen Klarheit über diese Fragen gebracht.

Sieht man von örtlichen Abweichungen ab, so gliedert sich das Niederlausitzer Miocän in folgender Weise:

Diluvium

0,5 m	heller Ton	
3 m	weißer und gelber Quarzkies	3. Abschnitt
1 m	weißer massiger Ton	
1 m	violetter Schieferton mit Blattabdrücken	
1,5 m	weißer Sand	
bis 10 m	weißer, massiger Flaschenton	
bis 15 m	grober weißer Sand und Kies	
bis 1 m	dunkler Kohlenletten	
bis 22 m	Braunkohle (Oberflöz)	2. Abschnitt
bis 5 m	Kohlenletten	
20 m	weißer feiner Glimmersand	
35 m	dunkler, feiner Glimmersand	
bis 13 m	Braunkohle (Unterflöz)	1. Abschnitt
30 m	grauer Glimmersand	
10 m	Kohlenletten	
10,5 m	grauer Glimmersand	
bis 62 m	weißer Kaolin-Sand	

Kulm

Die Gesamtmächtigkeit des Miocäns beträgt also etwa 240 m, von denen 95 m auf feine Glimmersande und 62 m auf Kaolinsande entfallen. In dieser, auf den Aufbau des Muldentiefsten sich beziehenden Schichtenfolge findet sich nur ein Glied, welches mit dem Glassand verglichen werden kann: der weiße Kaolinsand, der beim Abschlämmen des Kaolins einen dem Glassand völlig gleichenden Quarzsand hinterläßt. Wenn sie gleichen Alters sind, so stellen sie Faziesbildungen eines und desselben Abschnittes des ältesten Miocäns der Lausitz dar.

Daß der Glassand in das Liegende der älteren Braunkohle obigen Profils gehört, ist durch neuere Aufschlüsse in den Glassandgruben bewiesen, bei deren Erweiterung nach Osten hin zwischen Diluvium und Glassand sich einschaltende Braunkohle angetroffen wurde, die nach Osten hin schnell an Mächtigkeit zunimmt und bei der jetzigen Kohlenknappheit auf Rohkohle ausgebeutet wird. Die neuen Aufschlüsse haben bereits 5 m Kohlenmächtigkeit ergeben. Nach Lage der Dinge kann es sich nur um das Unterflöz obigen Profils handeln. Das wird bewiesen durch die Aufschlüsse des neuen Tagebaues „Erika“ der Ilse-Bergbau-A.-G., in welchem unter dem Flöz graue, an kolloidalem Bitumen

reiche Glimmersande lagern, die in ihrem obersten Teil, bis zu 1 bis 2 m Tiefe, glassandartig entwickelt, d. h. frei von Glimmer sind. Ein weiterer Beweis für die Zugehörigkeit des Glassandes zum ältesten Teil des Miocäns ist die Erbohrung von weißen Quarzsanden mit Quarzsandsteineinlagerungen an der Basis des Miocäns in der Forst Grünhaus nordwestlich von Hohenbocka und durch die Verknüpfung von Kaolintonen mit Glassanden in neu aufgeschlossenen Gruben 3 km südöstlich von Hohenbocka bei Leippe. In jenem Gebiete ist das sonst leidlich eben lagernde Miocän in eine Anzahl enger Falten gelegt, in deren Sattelaxen der Glassand an die Oberfläche tritt, während fette Kaolintone mit über 30 % Al_2O_3 sich seitlich anlegen.

Für das Verständnis der Entstehung der Glassande und ihrer Verbreitung ist es wichtig, ihre Lagerungsbeziehungen zu dem ältern Gebirgsuntergrunde zu beachten. Sie treten nämlich nur in einem Zuge auf, der mit dem Zutagetreten ältern festen Gebirges in Zusammenhang steht.

Die Glassandgruben bei Hosena lehnen sich unmittelbar an den Koschenberg an. Die Tagebaue der Grube „Erika“ liegen nur 2 km nördlich von den Erhebungen des Kulms und Granits bei Schwarzkollm. In der Gegend des Westendes des Glassandzuges bei Guteborn ist älteres Gebirge in mehreren Bohrungen in geringer Tiefe angetroffen worden. Die Glassande sind also an eine Schwelle älterer Gesteine gebunden, die von der nächsten nach Süden folgenden Zone gleicher Gesteine im Bundesstaat Sachsen zwischen Wittichenau und Kamenz durch eine tiefe, wieder mächtige Braunkohlenflöze führende Senke getrennt wird, in welcher die Schichten der Tertiärformation wieder über 100 m Mächtigkeit erreichen.

Danach sind die Glassande als Uferbildungen aufzufassen im Randgebiete eines ausgedehnten Binnensees, in dessen tieferen Teilen dieselben Sande, zusammen mit den von Süden her aus den sächsischen Granitgebieten herbeigeführten Kaolinmassen zur Ablagerung gelangten. Unzweifelhaft hat auch der Wind bei der Auslese der vollkommen gleichmäßigen Quarzkörner und bei der Abtrennung der Glimmerblättchen eine Rolle gespielt.

Die erdgeschichtliche Entwicklung des Lausitzer Miocäns spielte sich demnach in folgender Weise ab:

Ein weites Süßwasserbecken von etwa 75—100 km ostwestlicher Länge und mindestens 50 km nordsüdlicher Breite

wurde durch südliche, aus dem sächsischen Granitgebiete kommende Flüsse in seinen dem Südrande genäherten Beckenteilen mit einem Gemenge von feinen Quarzsanden und Kaolin ausgefüllt. In den Uferzonen wurden unter Mitwirkung des Windes daraus die Glassande ausgesondert. Als die Kaolinzufuhr aufhörte erfolgte die weitere Ausfüllung des Beckens durch feine Glimmersande, mit denen zusammen große Mengen von kolloidalen bituminösen Stoffen vielleicht faulschlammartiger Entstehung abgelagert wurden. Nach völliger Zuschüttung des Seebeckens siedelte sich ein erstes, 50—100 Quadratmeilen großes Waldmoor an, aus welchem das Unterflöz hervorging. Damit schloß der erste Zyklus der Entwicklung.

Eine Senkung im Betrage von etwa 60 m schloß die Torf- bzw. Braunkohlenbildung ab und leitete einen neuen Zyklus ein, der mit Absatz von Kohlenletten begann, aber sehr bald wieder mit den vorerst dunklen, dann bitumenfreien hellen Glimmersanden so lange fortfuhr, bis auch dieses, erheblich kleinere, aber immer noch 40—50 km lange und etwa 30 km breite Becken völlig ausgefüllt war. Eine zweite, gegenüber der ersten keinerlei Unterschiede zeigende Waldmoorvegetation erzeugte das erheblich mächtigere Oberflöz, mit welchem der zweite Zyklus abschloß.

Der nun folgende dritte und letzte Zyklus spielte sich nicht in einem tiefen Seebecken ab, sondern in einem flachen, von Flüssen durchströmten Gebiete, deren Strömung beträchtlich genug war, grobe Sande und feine Kiese zu befördern. In den regelmäßig überschwemmten und durch die tonige Trübe der Gewässer ständig aufgehöhlten Teilen der Flußniederungen entstanden nach Art unserer Marschenschlicke — aber ohne Salzwassermitwirkung — die massigen weißen Flaschentone, in dauernd unter Wasser stehenden Altwässern der Flüsse oder in flachen Seen die feingeschichteten Schiefertone, in denen uns der Pflanzenreichtum des Lausitzer Miocäns in prächtiger Weise überliefert ist. Da diese pflanzenführenden Tone zu den allerjüngsten Bildungen des Miocäns gehören, sind sie an den meisten Stellen der pliocänen Erosion oder der glazialen Zerstörung anheimgefallen und heute nur noch an einer Stelle, bei der Ziegelei Wischgrund auf Meßtischblatt Kl.-Leipisch, zu beobachten.

15. Die Tübinger geologisch-paläontologische Universitäts-Sammlung.

Von Herrn E. Hennig.

Tübingen, den 28. Oktober 1919.

In dieser Zeitschrift, Bd. 71, 1919, Monatsber. 1—4, S. *47* ff., hat Herr Stromer von Reichenbach als Paradigma einer Sammlungsanordnung, wie sie nicht sein soll, die Tübinger Sammlung, im „stärksten Gegensatz“ zu einer — ausländischen gewählt. Er hat aber nicht beachtet, wann und unter welchen Umständen er einen so ungünstigen Eindruck von ihr erhielt. Sein letzter Besuch fand nach eigener Angabe während des Krieges statt.

In dieser Zeit wurde das Dachgeschoß des Instituts völlig neu ausgebaut, einmal, um das neugeschaffene Mineralogische Institut aufzunehmen, sodann um neue helle und geräumige Schausäle für die geologisch-paläontologische Sammlung zu schaffen. Daß in solcher Übergangszeit unter den erschwerenden Verhältnissen der Zeit nicht die wünschenswerte Ordnung gewahrt werden kann, liegt auf der Hand, und es ist übereilt, einen dadurch bedingten Eindruck vor breitester Öffentlichkeit zeitlich zu verallgemeinern.

Einen wesentlichen Teil der Wünsche, die Herr Stromer für die Verwaltung der Universitäts-Sammlungen zu erkennen gibt, hätte er schon vor Veröffentlichung der betreffenden Anregungen in Tübingen verwirklicht, weiteres eingeleitet oder vorbereitet finden können (siehe Jahresbericht des Instituts in den Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, 1919). Die Möglichkeit zu der seither in Angriff genommenen völligen Neu-Ordnung und -Aufstellung der Sammlungen hat aber lediglich die angedeutete tatkräftige Vorsorge meines Herrn Amtsvorgängers für die räumlichen Vorbedingungen eines solchen Unternehmens gewährt. In seinem Interesse und in Wahrung des Rufs der Sammlungen eines Quenstedt und Koken sehe ich mich zu diesem Hinweise genötigt.

Preisausschreiben.

Straßburg i. E., den 15. Dezember 1917.

An

den Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Infolge der sehr reichlichen Bezahlung, die ich als Kriegsgeologe erhalte, war ich in der Lage, trotz der Teuerung während des Krieges davon zurückzulegen. Es erscheint mir nun nicht recht, daß ich einen solchen Vermögenszuwachs zu einer Zeit erziele, in der Tausende meiner Mitbürger bittere Not leiden und viele meiner Fachgenossen, als Gemeine dienend, harte Beschwerden und ernste Gefährdungen erdulden und von ihrem Vermögen zusetzen müssen. Ich halte mich deshalb für verpflichtet, den „Kriegsgewinn", so unbedeutend er andern gegenüber sein mag, einem gemeinnützigen Zweck zukommen zu lassen. Es liegt mir dabei selbstverständlich am nächsten, mein Spezialfach, Paläozoologie, das durch den Krieg und die ihm sicher folgende Not schwer geschädigt erscheint, fördern zu helfen.

Ich bitte den Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft, diese Absicht dadurch zu unterstützen, daß er folgende Stiftung annimmt:

Ich bestimme

1200 M., mit Worten: **Eintausendzweihundert Mark**

zur Aussetzung von Preisen für Arbeiten über **chemische Präparationsmethoden von Fossilien.**

Besonders soll die natürliche Verkieselung und auch die Herauswitterung tierischer Fossilien studiert und experimentell nachzuahmen versucht werden, denn verkieselte Fossilien lassen sich aus Kalksteinen und Dolomiten mit Hilfe verdünnter Säuren leicht gewinnen, und sehr häufig

wittern aus dem Gestein Fossilien prächtig heraus, während unsere bisherigen Methoden chemischer und mechanischer Präparation sie nur höchst unvollkommen gewinnen lassen. Als Anhang sind die bisher angewandten chemischen Präparationsmethoden überhaupt mit einschlägiger Literatur zu besprechen.

Bewerber müssen Reichsdeutsche oder Deutschösterreicher sein, brauchen aber nicht Mitglieder der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu sein. Sie haben ihre deutsch geschriebene Arbeit druckfertig und mit Stichwort versehen, unter Beifügung von Namen und Anschrift in verschlossenem Briefumschlag, spätestens zwei Jahre nach Erscheinen des ersten Preisausschreibens dem Preisrichterkollegium einzusenden.

Dieses besteht aus drei Hochschullehrern, welche von dem Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft ausgewählt und um ehrenamtliche Übernahme ihrer Aufgabe ersucht werden. Sie prüfen innerhalb eines halben Jahres die eingelaufenen Arbeiten und können entweder einen Preis zu 1100 M. oder zwei zu 700 und 400 M. oder drei zu 620, 330 und 150 M. verleihen. Die Preise erhöhen sich entsprechend um die Zinsen, welche das Kapital von der Einzahlung an nach Annahme durch die Deutsche Geologische Gesellschaft trägt. Um die Zinsen möglichst hoch belaufen zu lassen, empfiehlt sich die Anlage in Kriegsanleihe. Sollte kein Preis zuerkannt werden können, so ist eine entsprechende Neuausschreibung nötig.

Das Preisausschreiben erfolgt möglichst bald nach endgültigem Friedensschluß in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft oder in deren „Monatsberichten“, sowie im „Centralblatt für Mineralogie usw.“, ebenda auch das Ergebnis des Preisrichterspruchs. Zur Deckung der daraus und sonst entstehenden Kosten dienen 100 M.

Die preisgekrönten Arbeiten sind Eigentum der Deutschen Geologischen Gesellschaft und werden von ihr in ihrer Zeitschrift veröffentlicht, in der Form, daß womöglich die mit dem ersten Preis ausgezeichnete Arbeit vollständig, die andern nur, soweit sie diese ergänzen und berichtigen, mit Nennung der Autorschaft im Druck erscheinen.

a.-o. Prof. Dr. Ernst Frhr. Stromer von Reichenbach

Kriegsgeologe.

Berlin, den 1. Dezember 1919.
N 4. Invalidenstr. 44.

Vorstehendes Preisausschreiben wird hiermit veröffentlicht. Als Tag der Veröffentlichung ist der 1. Januar 1920 anzusehen, die Arbeiten müssen also in der von Herrn STROMER VON REICHENBACH vorgeschriebenen Form bis zum 31. Dezember **1921** in Händen des Vorsitzenden der Gesellschaft sein. Mit Rücksicht auf die gewährte Frist von zwei Jahren können die erforderlichen Preisrichter jetzt noch nicht ernannt werden. Ihre Namen werden aber vor Schluß des Preisausschreibens, und zwar spätestens in der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Jahre 1921 bekanntgegeben.

Die Bekanntgabe des Ausschreibens erfolgte bereits durch eine allen Mitgliedern der Gesellschaft zugestellte Benachrichtigung, sowie im „Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie". In der Benachrichtigung ist infolge eines Druckfehlers als Schlußtermin für die Einreichung der Arbeiten der 31. Dezember 1922 angegeben. Nach den Bestimmungen des Stifters kommt jedoch nur der 31. Dezember **1921** in Frage.

Der Vorstand
der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

K. Keilhack — Vorsitzender
R. Bärtling — Schriftführer

Neueingänge der Bibliothek.

AHLBURG, J.: Über die Eisenerze und Eisenmanganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, H. 2 u. 3, 1917. Berlin 1917.

— Die nutzbaren Bodenschätze des Lahngebietes als Grundlage des Lahnkanals. Vortrag, gehalten in der 10. ordentl. Hauptversammlung des Lahnkanalvereins e. V. am 29. Juni 1918 zu Bad Ems. Wetzlar 1918.

BERG, G.: Die Beziehungen der primären Gangmineralien zu einander und zu den Eruptivgesteinen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. 27, 1919, H. 7 u. 8. Halle 1919.

BORN, A.: Zur Organisation der Trilobiten. I. Das Kopfschild von *Chasmops Odini* EICHW. S.-A. aus: Senckenbergiana, Bd. I, Nr. 5. Frankfurt a. M. 1919.

— Über Mittelsilur. S.-A. w. v., Bd. I, Nr. 2. Frankfurt a. M. 1919.

BRANDT, B.: Beobachtungen und Studien über die Siedlungen in Weißrußland. Beiträge zur polnischen Landeskunde der Landeskundlichen Kommission beim Generalgouvernement Warschau, Reihe C, Nr. 30. S.-A. aus: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Jahrg. 1918, Nr. 7/8, u. 1919, Nr. 1/2. Berlin 1919.

DORN, C.: Über die geologischen Verhältnisse der Quellhorizonte in der Wiesentalb (Oberfranken). S.-A. aus: Sitzungsber. d. physikal.-medizin. Sozietät in Erlangen. Bd. 50/51 (1918/19). Erlangen 1919.

HEIDERICH, FR.: Die Erde. Eine allgemeine Erd- und Länderkunde. 2. Aufl. 1. Teil: Allgemeine Erdkunde. A. HARTLEBENS Verlag. Wien 1919.

JAWORSKI, E.: Die systematische und stratigraphische Stellung von *Torlessia Machayi* BATH. *(Terebellina)* von Neuseeland. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1915, Nr. 16. Stuttgart 1915.

— Beiträge zur Kenntnis des Jura in Südamerika. Teil II. Spezieller paläontologischer Teil. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min., Beilage. Bd. 40. Stuttgart 1915.

— Der geologische Aufbau des nordwestlichen Afrika. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. V, H. 4. Leipzig-Berlin 1914.

JENTZSCH, A.: Über die nördliche Fortsetzung der oberschlesischen Keupertafel. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1918, Bd. 39, T. I, H. 1. Berlin 1919.

— Über Phosphatvorkommen in Westpreußen. S.-A. w. v.

KAUNHOWEN, F.: Über russische Phosphorite. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. XXVII, 1919, H. 5 u. 6. Berlin 1919.

KOCH, G. A.: Deutschösterreichische Naturschätze. S.-A. aus: „Volkszeitung“, 64. Jahrg. v. 25. 12. 18, Wien, u. Zeitschr. des Internationalen Vereins der Bohringenieure u. Bohrtechniker von HANS URBAN, XXVI. Jahrg., Nr. 4/5. Wien 1919.

KRANZ, W.: Die Geologie in der Kriegsliteratur bei Beschaffung von Rohstoffen des Bodens und Wasserversorgung für Truppen. S.-A. aus: Deutsche Naturwissenschaft, Technik und Erfindung im Weltkriege, herausgegeben von Prof. Dr. BASTIAN SCHMID, München. München-Leipzig 1919.

Kranz, W.: Zur Sozialisierung der Wasserversorgung, des Grundwassers und der Quellen. Naturwissenschaftl. Wochenschrift, N. F. XVIII, Nr. 22. Berlin 1919.

Krusch, P.: Die Ausdehnung und Tektonik der nordwestdeutschen Steinkohlengebiete. S.-A. aus: Diese Zeitschrift Bd. 70, Monatsber. 8/12. 1918. Berlin 1918.

Untersuchung der Bauxitvorkommen von Remecz in genetischer Beziehung. S.-A. aus: W. v., Monatsber. 1/4. Berlin 1918.

— Die Verteilung der Metallgehalte (Kupfer, Silber, Molybdän und Vanadin) im Richelsdorfer Kupferschiefer, ein Beitrag zur Genesis des Flözes. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. 27, H. 5. Berlin 1919.

Meyer, H. L. F.: Hilfsmittel bei Benutzung geologischer Karten. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1917, H. 1. Stuttgart 1917.

— -Harrassowitz, H. L. F.: Die Blockfelder im östlichen Vogelsberg. S.-A. aus: Berichte über die Versammlungen d. Niederrhein. geolog. Vereins 1916. Bonn 1918.

Harrassowitz, H. L. F.: Eocäne Schildkröten von Messel bei Darmstadt. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1919, Nr. 9 u. 10. Stuttgart 1919.

— Die Klimate und ihre geologische Bedeutung. S.-A. aus: Bericht der Oberhess. Gesellsch. f. Natur- und Heilkunde zu Gießen, N. F., Naturw. Abt., Bd. 7 (1916—1919). Gießen 1919.

Mohr, H.: Ist das Wechselfenster ostalpin? Graz 1919.

— Der Veitscher Magnesittypus im Ural. S.-A. aus: Montanistische Rundschau, Jahrg. 1919, Nr. 1. Wien 1919.

Naumann, E.: Einige Bemerkungen über die Stellung des Jenaer Saurierkalkes im Profil und zur Abgrenzung des Mittleren Muschelkalkes in Thüringen. S.-A. aus: Jahrbuch der Preuß. Geologischen Landesanstalt für 1917, Bd. 38, T. I, H. 2. Berlin 1918.

— Ein Aufschluß in der Finnestörung bei Rastenburg. S.-A. w. v.

Oppenheim, P.: Über die Erhaltung der Färbung bei fossilen Molluskenschalen. S.-A. aus: Centralbl. für Min. etc. 1918, Nr. 21 u. 22. Stuttgart 1918.

Pannekoek van Rheden, J. J.: Über die Halbinsel Sanggar, Insel Soembawa (Niederländisch Ost-Indien). S.-A. aus: Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. IV. Berlin.

Praesent, H.: Kriegsmäßige Volkszählungen im Generalgouvernement Warschau und die Bevölkerungszahl in Kongreßpolen. S.-A. aus: Jahrbücher für Nationalökonomie und Statistik, Bd. 113, Folge III, Bd. 58, 1919. Jena 1919.

Richter, R.: Aus der Eifelkalkmulde von Prüm. S.-A. aus: Sitzungsberichte d. Naturhist. Vereins d. preuß. Rheinlande und Westfalen. Bonn 1919.

— Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten aus dem rheinischen Schiefergebirge. Vorbericht zu einer Monographie der Trilobiten der Eifel. Diss. Marburg 1909.

— Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. 1. Beitrag: Die Gattung *Dechenella* und einige verwandte Formen. S.-A. aus: Abhandl. d. Senckenbergischen Naturforsch. Ges., Bd. 31, Frankfurt a. M. 1912.

RICHTER, R.: Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. 2. Beitrag: Oberdevonische Proctiden. S.-A. w. v. Frankfurt a. M. 1913.
— Das Übergreifen der pelagischen Trilobitengattungen *Tropidocoryphe* und *Thysanopeltis* in das normale rhein. Mitteldevon der Eifel (und Belgiens). S.-A. aus: Zentralbl. Min. Stuttgart 1914.
— Über das Hypostom und einige Arten der Gattung *Cyphaspis*. S.-A. w. v. Stuttgart 1914.
— Neue Beobachtungen über den Bau der Trilobitengattung *Harpes*. S.-A. aus: Zoologischer Anzeiger, Bd. 45. Leipzig 1914.
— Von unseren Trilobiten. S.-A. aus: 45. Bericht d. Senckenbergischen Naturforsch. Ges., Sonderheft 1914. Frankfurt a. M. 1914.
— Eigenartige Ausbildung eines „Strudeltopfs" durch schaukelnde Reibsteine. S.-A. aus: Zentralbl. Min. Stuttgart 1915.
— Zur stratigraphischen Beurteilung von *Calceola (Calceola sandalina* LAM. n. mut. *lata* und *alta)*. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. Stuttgart 1916.
— Die Entstehung der abgerollten Daleider-Versteinerungen und das Alter ihrer Mutterschichten. S.-A. aus: Jahrb. d. preuß. Geolog. Landesanstalt f. 1916, Bd. 37, I. Berlin 1916.
— Zur Stratigraphie und Tektonik der Ösling-Eifelmulde. I. Über den Muldenabschnitt südlich der Schneifel. S.-A. aus: Zentralbl. Min. Stuttgart 1919.
— u. E.: Bemerkungen über das Schnauzenschild *(Scutum rostrale)* bei Homalonoten. S.-A. w. v. Stuttgart 1917.
— Die Lichadiden des Eifler Devons. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min. Stuttgart 1917.
— Über die Einteilung der Familie *Acidaspidae* und über einige ihrer devonischen Vertreter. S.-A.: aus: Zentralbl. Min. Stuttgart 1917.
— Neue *Proetus*-Arten aus dem Eifler Mitteldevon. S.-A. w. v. Stuttgart 1918.
— R. u. E.: Paläontologische Beobachtungen im rheinischen Devon. I. Über einzelne Arten von *Acidaspis*, *Lichas*, *Cheirurus*, *Aristozoë*, *Prosocoelus*, *Terebratula* und *Spirophyton* aus der Eifel. S.-A. aus: Jahrbücher d. Nassauischen Vereins f. Naturkunde, 70. Jahrg., 1917. Wiesbaden 1918.
— Von unseren Trilobiten. II. Eine überraschende Trilobitenfauna aus dem Eifler Devon. S.-A. aus: 47. Bericht d. Senckenbergischen Naturforsch. Ges. Frankfurt a. M. 1918. Erschienen 1919.
— Der Proetidenzweig *Astycoryphe — Tropidocoryphe — Pteroparia*, mit 18 Abb. S.-A. aus: Senckenbergiana, Bd. I, Nr. 1 u. 2. Frankfurt a. M. 1919.
— Von unseren Trilobiten. II. S.-A. aus: 47. Bericht d. Senckenbergischen Naturforsch. Ges. 1918. Frankfurt a. M. 1918.
SCHWERTSCHLAGER, J.: Die lithographischen Plattenkalke des obersten Weißjura in Bayern. Mit 20 Abbildungen. Verlag Natur und Kultur. München. München 1919.
STILLE, H.: Über Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung S.-A. aus: Nachrichten von der K. Gesellsch. der Wissenschaften zu Göttingen. Mathem.-physikal. Klasse 1918.
— Alte und junge Saumtiefen. S.-A. w. v.

STROMER, E.: Der Rhein, Deutschlands Strom, aber nicht Deutschlands Grenze. Nürnberg 1919.
TOBLER, A.: Notiz über einige Formaniferen führende Gesteine von der Halbinsel Sañggar (Soembawa). S.-A. aus: Zeitschrift für Vulkanologie 1918, Bd. IV. Berlin.
TRAUTH, F.: Über einige Krustazeenreste aus der alpin-mediterranen Trias. S.-A. aus: Annalen des naturhistorischen Hofmuseums, Bd. **32.** Wien 1918.
VATER, H.: Die Beschreibung des Standortes als Grundlage zur Beurteilung seines Einflusses auf den Pflanzenwuchs. S.-A. aus: Internat. Mitt. f. Bodenk., H. 4—6, 1916. Berlin 1916.
VERSLUYS, J.: Verslag der Excursie van het Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën naar de venen van Drente en de fosfaatgroeven bij Ootmarsum op 1, 2 en 3 Mei 1919.
— Voor de Praktijk der Hydrologie. S.-A. aus: Water, Nr. 10, April 1919.
WALTER, J.: Die Lebewelt der Braunkohlensümpfe. Braunkohlen- und Brikettindustrie, H. 1, Jahrg. 1917, Halle 1917.
— Das unterirdische Magma. S.-A. aus: Himmel und Erde, Bd. XXI, 3. Leipzig.
— Die Entstehung der Kalisalzlagerstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. angew. Chemie u. Zentralbl. f. techn. Chemie, Jahrg. XXI, H. 32. Bericht über den 4. deutschen Kalitag vom 9. und 10. Mai 1908 in Nordhausen. Leipzig 1908.
— Über das Zitieren von Abbildungen. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1909, Nr. 17. Stuttgart 1909.
— Über die Geologie von Capri. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1889. Briefliche Mitteilungen. Berlin 1889.
— Der Samum als geologische Kraft. Himmel und Erde. Ill. naturw. Monatsschr. Jahrg. X, H. 7. Berlin 1898.
— Bericht über die Resultate einer Reise nach Ostindien im Winter 1888/89. S.-A. aus: Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1889, Nr. 7. Berlin 1889.
— Über Entstehung und Besiedelung der Tiefseebecken. LIPPERT & Co., Naumburg.
— Rezente Bodenbewegung in den Örtelschen Dachschieferbrüchen in Lehesten. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Jahrg. 1903. Berlin 1903.
— Über Mastodon im Werragebiet. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. f. 1900. Berlin 1901.
— Versuch einer Klassifikation der Gesteine auf Grund der vergleichenden Lithogenie. S.-A. aus: Congrès géologique international, 7. session, Russie 1897. St. Petersburg 1897.
— Untersuchungen über den Bau der Crinoiden mit besonderer Berücksichtigung der Formen aus dem Solnhofener Schiefer und dem Kelheimer Diceraskalk. Inaug. Diss. Universität Jena. Stuttgart 1886.
— Die Erweiterung des Weltbildes durch den geologischen Unterricht. Halle.
— Die lithologischen Eigenschaften der Gesteine im Liegenden der kambrischen Formation. S.-A. aus: Compte rendue du XI'e Congrès géologique international. Stockholm 1912.
— Aus der Geschichte der naturwissenschaftlichen Gesellschaften zu Jena. S.-A. aus: Jenaische Zeitschr. f. Naturwissenschaft, Bd. 39, 1905. Jena 1905.

WALTER, J.: Über Chirotherium. S.-A. aus: Diese Zeitschr., Bd. 69, Jahrg. 1917, M.-B. 5—7. Berlin 1917.
— Über die Geschichte von Windkantern in der lybischen Wüste. S.-A. w. v. Bd. 63, 1911, M.-B. 7. Berlin 1911.
— Über tektonische Druckspalten und Zugspalten. S.-A. w. v. Bd. 66, 1914, M.-B. 5. Berlin 1914.
— Laterit in Westaustralien. S.-A. w. v. Bd. 67, 1915, M.-B. 4. Berlin 1915.
— Salzlagerstätten und Braunkohlenbecken in ihren genetischen Lagerungsbeziehungen. S.-A. aus: Kali, Zeitschr. f. Gewinnung, Verarbeitung und Verwertung der Kalisalze, Jahrg. 12, 1918, H. 13. Halle 1918.
— Der Erziehungswert der Geologen und ihre Stellung in der Schulorganisation. S.-A. aus: Monatshefte f. d. naturwissenschaftl. Unterricht aller Schulgattungen. Natur und Schule, N. F., Bd. VI, H. 10. Leipzig-Berlin 1913.
— Mineralogie und Geologie in Forschung, Lehre und Unterricht. S.-A. w. v. Bd. IV, H. 12. Leipzig-Berlin 1905.
— Über den Transport von Ammonitenschalen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. Jahrg. 1898. Berlin 1898.
— Über rezente Gipsbildung. S.-A. w. v.
— Erklärung. S.-A. aus: Petermanns Mitteilungen, Jahrg. 60, Aprilheft. Gotha 1914.
— Die Wüsten der Urzeit. Naturwissensch. Wochenschr., N. F., Bd. IX, der ganzen Reihe XXV. Bd., Nr. 1. Jena 1910.
— OTTO LÜDECKE. S.-A. aus: Leopoldina, H. 47, 1911, Nr. 1. Halle 1911.
— Über die geologische Tätigkeit des Windes. Naturwissensch. Wochenschr., Bd. XVI, Nr. 37. Berlin 1901.
— Der große Staubfall von 1901 und das Lößproblem. Naturwissensch. Wochenschr., N. F., Bd. II, der ganzen Reihe XVIII. Bd., Nr. 51. Jena 1903.
— Das geologische Alter und die Bildung des Laterits (Schluß). Der Laterit in Australien. Laterit in Afrika. Das geologische Alter des Laterits. Petermanns Mitteilungen, Jahrg. 62, 1916, Februarheft. Gotha 1916.
— Geologische Probleme der Braunkohlenlager. S.-A. aus: Braunkohle, H. 10, 1917. Halle 1917.
WERTH, E.: *Parapithecus*, ein primitiver Menscheuaffe. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde. Berlin 1918, Nr. 9.
— Der tertiäre Mensch (die Eolithen- und Vormenschenfrage). S.-A. aus: Prähistorische Zeitschrift X. Band. 1918.
WETZEL, W.: Über Blauquarz und über Kieselringe. S.-A. aus: Neues Jahrb. Min., Jahrg. 1913, Nr. 11. Stuttgart 1913.
— Untersuchungen über das Verhältnis von Chalcedon und Quarzen zu Quarz. S.-A. w. v. Jahrg. 1913, Nr. 12. Stuttgart 1913.
— Über Druckfiguren und Schlagfiguren in Glimmern und an glimmerähnlichen Mineralien. S.-A. w. v. Jahrg. 1914, Nr. 1. Stuttgart 1914.
— Ein Konglomerat in den Grenzschichten zwischen Lias und Dogger des Teutoburger Waldes. Vortrag, gehalten zu Osnabrück in der Vers. d. Niedersächs. geolog. Vereins am 17. April 1909. S.-A. aus: 2. Jahresber. d. Niedersächs. geolog. Vereins zu Hannover, 1909. Hannover 1909.

WETZEL, W.: Schmelzendes Seeeis im Bereich eines Nordostfrontabschnitts (1916). S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1916, Nr. 12. Stuttgart 1916.

— Zur Stratigraphie der Juraablagerungen von Popilani. S.-A. w. v. Jahrg. 1919, Nr. 7 u. 8. Stuttgart 1919.

WICHMANN, A.: On the Volcanoes in the island of Tidore (Moluccas). S.-A. aus: Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam. Proceedings vol. XXI, Nr. 8, 1919.

— On the Secretion of Phosphates in the stems of Djatikapur (Tectona grandis L.). S.-A. w. v.

— Über Geschiebe von Ardennengesteinen im niederländischen Diluvium. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Jahrg. 1919, Nr. 5 u. 6. Stuttgart 1919.

WILCKENS, O.: Die Wurzeln der alpinen Überschiebungsdecken. I. Teil. Mit einer Textfig. S.-A. aus: Geolog. Rundschau, Bd. IX, H. 3—6. Leipzig 1919.

— Stammgarben. S.-A. aus: Zeitschr. f. induktive Abstammungs- und Vererbungslehre, 1919, Bd. XX, H. 3. Berlin 1919.

— ERNST WILHELM BENECKE. S.-A. aus: Jahresberichte und Mitteilungen d. Oberrhein. Geol. Vereins, N. F., Bd. VIII. Karlsruhe 1919.

— Der geologische Unterricht an den Universitäten. S.-A. aus: Aus der Natur. Leipzig 1919.

WOLFF, W.: Die Erdgeschichte und Bodengestaltung Schleswig-Holsteins. Hamburg 1919.

WUNDERLICH, E.: Die Bedeutung der diluvialen Ablagerungen für die Entwicklung des polnischen Flachlandes. Beiträge zur polnischen Landeskunde der Landeskundlichen Kommission beim Generalgouvernement Warschau, Reihe C, Nr. 30: S.-A. aus: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Jahrg. 1919, Nr. 3 u. 4. Berlin 1919.

WUNDERLICH, E., KOLZER, J., PAX SEN. E., PAX JUN. F., und PRAESENT, H.: Die Grenzen Kongreß-Polens. S.-A. aus: Mitteilungen der geographischen Gesellschaft in Wien, Bd. 61 und 62. Wien 1919.

WUNDERLICH, E.: Die allgemeine Oberflächenentwicklung des mitteleuropäischen Flachlandes. Sonderdruck. Bibliothek geographischer Handbücher. Begründet von FRIEDRICH RATZEL. Neue Folge. Festband, ALBRECHT PENCK zur Vollendung des 60. Lebensjahres gewidmet von seinen Schülern und der Verlagsbuchhandlung.

Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. I. Teil. Das Gebiet zwischen Elbe u. Oder. Geographische Abhandlungen. Herausgegeben von Prof. Dr. ALBRECHT PENCK in Berlin. Neue Folge. Veröffentlichungen des Geographischen Instituts an der Universität Berlin. Heft 3. Berlin 1917.

Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

Sachregister.

Die Seitenzahlen der M o n a t s b e r i c h t e sind k u r s i v gedruckt.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

1. u. 2. Heft. 71. Band. 1919.

Januar bis Juli 1919.

Berlin 1919.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze: Seite

(Fortsetzung im nächsten Heft).

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1919

Vorsitzender: Herr KEILHACK
Stellvertretende Vorsitzende: „ POMPECKJ; „ BELOWSKY
Schatzmeister: „ PICARD
Archivar: „ SCHNEIDER
Schriftführer: Herr BÄRTLING; „ OPPENHEIM; „ P. G. KRAUSE; „ Graf MATUSCHKA

Beirat für das Jahr 1919

Die Herren: STEINMANN-Bonn a. Rh., SCHMIDT-Basel, JOH. WALTHER-Halle a. S., MILCH-Breslau, BECK-Freiberg i. S., GÜRICH-Hamburg.

□

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und leserlich einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:
Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen.
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie.
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen.
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

□

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bezirksgeologen Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

ARTHUR SCHOLEM, BERLIN.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

A. Abhandlungen.

3. u. 4. Heft. 71. Band. 1919.

Juli bis Dezember 1919.

Berlin 1920.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Aufsätze: Seite

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1920

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und leserlich einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bezirksgeologen Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 1–4. **71. Band.** **1919.**

Berlin 1919.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1919

Vorsitzender:	Herr KEILHACK	Schriftführer:	Herr BÄRTLING
Stellvertretende Vorsitzende:	„ POMPECKJ		„ OPPENHEIM
	„ BELOWSKY		„ P. G. KRAUSE
Schatzmeister:	„ PICARD		„ Graf MATUSCHKA
Archivar:	„ SCHNEIDER		

Beirat für das Jahr 1919

Die Herren: STEINMANN-Bonn a. Rh., SCHMIDT-Basel, JOH. WALTHER-Halle a. S., MILCH-Breslau, BECK-Freiberg i. S., GÜRICH-Hamburg.

□

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und leserlich einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:

Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

□

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bezirksgeologen Dr. Bärtling**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Professor Dr. Schneider**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.
(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 5–7. 71. Band. 1919.

Berlin 1919.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Beiliegend: Mitteilungen des Vorstandes.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

□

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und leserlich einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der Autor die Kosten stets zu übernehmen.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:
Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

□

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bezirksgeologen Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

B. Monatsberichte.

Nr. 8-12. 71. Band. 1919.

Berlin 1920.

Verlag von Ferdinand Enke in Stuttgart.

INHALT.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1920

Beirat für das Jahr 1920

□

Mitteilungen der Redaktion.

Im Interesse des regelmäßigen Erscheinens der Abhandlungen und Monatsberichte wird um **umgehende** Erledigung aller Korrekturen gebeten.

Die Manuskripte sind druckfertig und l e s e r l i c h einzuliefern. Der Autor erhält in allen Fällen eine Fahnenkorrektur und nach Umbrechen des betreffenden Bogens eine Revisionskorrektur. Eine dritte Korrektur kann nur in ganz besonderen Ausnahmefällen geliefert werden. Für eine solche hat der A u t o r d i e K o s t e n s t e t s z u ü b e r n e h m e n.

Im Manuskript sind zu bezeichnen:
Überschriften (halbfett) doppelt unterstrichen,
Lateinische Fossilnamen (kursiv!) durch Schlangenlinie,
Autornamen (Majuskeln) rot unterstrichen,
Wichtige Dinge (gesperrt) schwarz unterstrichen.

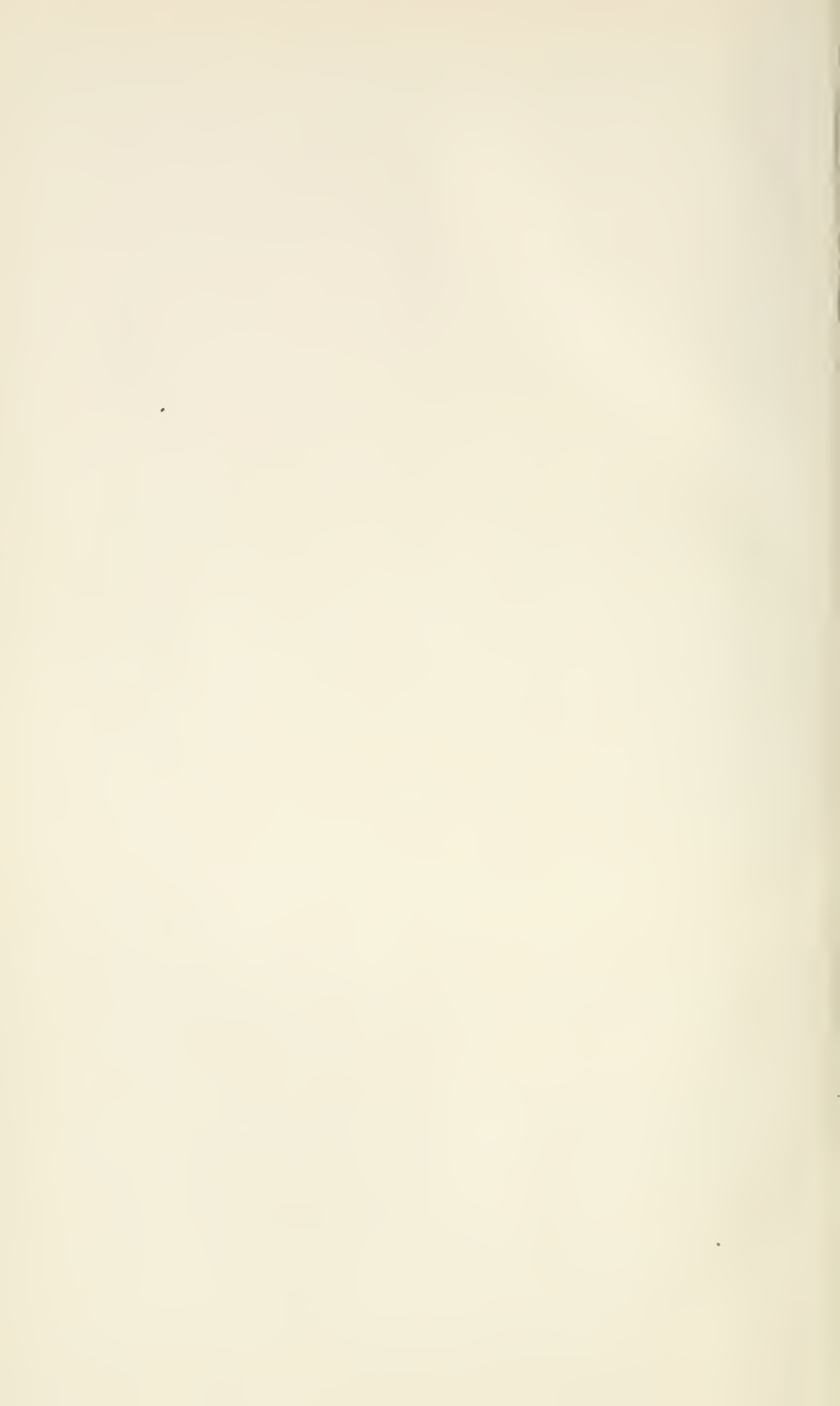
□

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

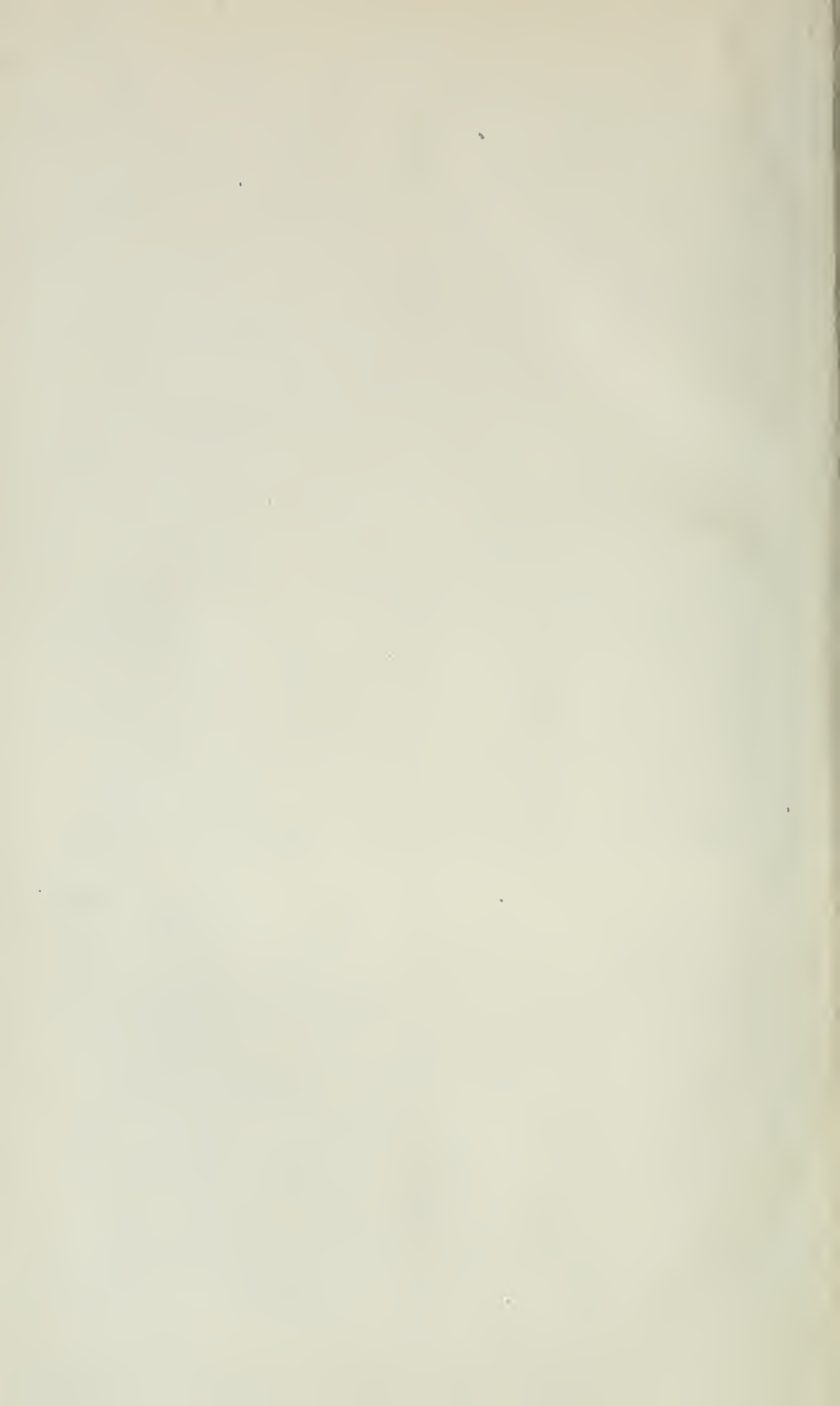
1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift, Korrekturen, sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel an Herrn **Bezirksgeologen Dr. Bärtling,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
2. Einsendungen an die Bücherei, sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Adressenänderungen Herrn **Kustos Dr. Dienst**, Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Schneider,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
4. Sonstiger Briefwechsel an den **Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die Deutsche Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, Chausseestr. 11, für das Konto „Deutsche Geologische Gesellschaft E. V.“, porto- und bestellgeldfrei einzusenden oder auf das Postscheck-Konto Nr. 1012 der Deutschen Bank, Depositenkasse L, Berlin N 4, beim Postscheckamt in Berlin NW 7, zur Gutschrift für die Deutsche Geologische Gesellschaft E.V. zu überweisen.

Druck von Arthur Scholem, Berlin SW 19, Beuthstr. 6.










AMNH LIBRARY
100127149